



HAL
open science

Variation de la saisonnalité paléogène en Asie Centrale : apport d'une géochimie haute résolution sur des coquilles d'huîtres

Laurie Bougeois

► **To cite this version:**

Laurie Bougeois. Variation de la saisonnalité paléogène en Asie Centrale : apport d'une géochimie haute résolution sur des coquilles d'huîtres. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2014. Français. NNT : 2014REN1S152 . tel-01212727v2

HAL Id: tel-01212727

<https://theses.hal.science/tel-01212727v2>

Submitted on 24 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1

sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

École doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Laurie BOUGEOIS

Préparée à l'unité de recherche Géosciences Rennes
OSUR (Observatoire des Sciences de l'Univers) – UMR 6118

U.F.R. Sciences et Propriétés de la Matière

**Variations de la
saisonnalité
paléogène en
Asie Centrale :
apport d'une géochimie
haute résolution
sur des coquilles d'huîtres**

**Thèse soutenue à Rennes
le 23 octobre 2014**

devant le jury composé de :

Mary ELLIOT / *rapporteuse*

Professeure, Université de Nantes

Christian FRANCE-LANORD / *rapporteur*

Directeur de recherche, CNRS Université de Nancy

Michel BALLÈVRE / *président*

Professeur, Université de Rennes 1

Marc JOLIVET / *examineur*

Chargé de recherche, CNRS Université de Rennes 1

Oleg MANDIC / *examineur*

Chercheur, Naturhistorisches Museum Wien (Autriche)

Gilles RAMSTEIN / *examineur*

Directeur de recherche, CNRS Université d'Orsay

Guillaume DUPONT-NIVET / *directeur de thèse*

Chargé de recherche, CNRS Université de Rennes 1

MARC DE RAFÉLIS / *co-directeur de thèse*

Maître de Conférence, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)

à Léa.

Variations de la saisonnalité paléogène en Asie Centrale : apport d'une géochimie haute résolution sur des coquilles d'huîtres

RÉSUMÉ – Le climat asiatique est aujourd'hui caractérisé par une forte dualité entre un climat de moussons au Sud-Est et un climat aride en Asie centrale. Ces climats sont tous les deux définis par une saisonnalité marquée, que ce soit en terme de précipitations pour le premier ou de températures pour le second. Si l'intensification des moussons asiatiques au Néogène, liée à l'influence du soulèvement final du plateau tibétain sur les climats asiatiques, semble faire consensus dans la communauté scientifique, la caractérisation des climats paléogènes est encore peu établie. Ainsi la question de savoir quand cette dualité climatique s'est installée en Asie reste encore ouverte. Au Paléogène, les reliefs liés à la collision entre les plaques indienne et eurasiatique étaient encore naissant et la distribution entre les terres et les mers très différente de l'actuelle. Notamment, une vaste mer épicontinentale et peu profonde (la Proto-Paratethys) s'étendait à travers l'Europe et l'Asie Centrale. À la fin du Paléogène, la Proto-Paratethys se retire de l'Asie Centrale, et les hautes topographies asiatiques se mettent en place. Dans ce contexte géodynamique, cette thèse cherche à caractériser les fluctuations à haute fréquence du climat en Asie Centrale afin de comprendre l'évolution de la saisonnalité au cours du Paléogène, et plus précisément pendant la période de l'Éocène (-55 à -34 Ma). Pour cela une approche originale utilisant une méthode géochimique multi-proxy sur des coquilles d'huîtres a été établie. Grâce à l'apport de l'analyse incrémentielle de marqueurs élémentaires et isotopiques sur les coquilles nous accédons aux variations saisonnières de la température et de la salinité de l'eau de mer. Ceci nous permet de mieux cerner les bilans hydriques et thermiques à l'échelle de l'année et ainsi de caractériser le climat d'Asie Centrale à très haute résolution. Combinant cette approche géochimique avec une étude sédimentologique et une étude numérique à plus grande échelle, cette thèse cherche à mieux établir les causes de l'évolution du climat régional au cours du Paléogène.

Mots clés : relations tectonique/climat, collision Inde-Asie, sclérochronologie, géochimie, Ostréidés, saisonnalité, moussons asiatiques, Paléogène

Paleogene seasonal variability in Central Asia: constrains from high-resolution geochemistry on oyster shells

ABSTRACT – The modern Asian climate is mainly characterized by a monsoonal duality between humid summers in southern and eastern Asia and arid winters in Central Asia resulting in a strong seasonality in terms of precipitation and temperature in these respective regions. Although Neogene monsoonal intensification - mainly attributed to Tibetan plateau uplift - is well established, Paleogene Asian climate is still poorly understood such that the question of how and when this climate duality was established remains open. During Paleogene times, paleoreliefs due to the ongoing Indo-Asia collision and the land-sea distribution were very different compared to modern. Notably, a shallow epicontinental sea (the Proto-Paratethys) covered part of Europe and Central Asia. During the Eocene (-55 to -34 Ma), the Proto-Paratethys retreated westward while high Asian topographies formed. In this peculiar context, this PhD thesis aims to characterize the evolution of high-frequency climatic fluctuations in Central Asia in order to better constrain the seasonality changes associated with sea retreat, topographic uplift or nascent monsoons. We develop a novel approach using a geochemical multi-proxy methodology on oyster shells. Thanks to incremental analyses of elements and isotopes on bivalve shells, we estimate seasonal variations of temperature and salinity in seawater at high resolution. This enables to constrain precisely the annual-scale water and thermal balances and, by applying this technique to successive oyster bearing deposits widely distributed over Central Asia, aims to characterize Central Asian climate evolution. Combining this geochemical approach with a sedimentological and a numerical studies at larger time- and geographic- scale, this PhD thesis is aiming at better understanding the causes of the Eocene regional climate evolution.

KEYWORDS: tectonic/climate relationships, Indo-Asia collision, sclerochronology, geochemistry, Ostreidae, seasonality, Asian monsoons, Paleogene

"Le continent asiatique tout entier est traversé par une levée large et continue de hautes terres qui, dans sa partie centrale, prend des proportions colossales en altitude et en surface. Du lac Baïkal à l'Himalaya, entre Krasnoïarsk, le Pamir, le Yunnan et l'extrémité septentrionale du Grand Khingan, elle forme un édifice composite de plis montagneux, le plus puissant du globe. C'est la Haute-Asie..."

Fernand Grenard, *Géographie universelle*, sous la direction de Paul Vidal de la Blache, 1929



Le Mustagh Ata vu depuis le Lac Karakul, Xinjiang, Chine

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	xi
Introduction générale	1
I Prolégomènes	5
1 Contexte structural : tectonique et paléogéographie asiatiques	7
1.1 Cadre géographique	7
1.2 La collision Inde-Asie : quand, comment ?	11
1.2.1 La danse des plaques	11
1.2.2 La surrection des reliefs au Cénozoïque	14
1.3 L'Asie Centrale au cours du Paléogène : allers-retours d'une mer disparue	18
1.3.1 Synthèse de la paléogéographie asiatique au Cénozoïque	18
1.3.2 Paléogéographie et stratigraphie paléogène en Asie Centrale	18
2 Contexte climatique : évolution du climat asiatique au Cénozoïque	29
2.1 Climat global, du Greenhouse à l'Icehouse	29
2.2 Évolution et intensification des moussons au Cénozoïque	30
2.2.1 Le climat de mousson asiatique	30
2.2.2 Les moussons asiatiques : forçages	32
2.2.3 Les moussons asiatiques : âge et intensification	35
3 La coquille de l'huître : une archive (paléo)environnementale	39
3.1 Grandes familles et classification des huîtres	39
3.2 Écologie et répartition des huîtres modernes	40
3.2.1 Dispersion des huîtres modernes	41
3.2.2 Différents milieux de vie des huîtres	42
3.3 Anatomie de la coquille des huîtres	44
3.3.1 Morphologie des huîtres	44

3.3.2	Les tissus durs des huîtres	44
3.3.3	Forme et taille de la coquille	49
3.4	Formation de la coquille : approche géochimique	49
3.4.1	Sécrétion et croissance de la coquille	49
3.4.2	Les isotopes stables dans la coquille de l'huître	50
3.4.3	Les éléments traces dans la coquille	55
II	Évolution des environnements paléogènes en Asie Centrale	59
4	Les environnements de dépôts paléogènes de la Proto-Paratéthis	61
4.1	Faciès de dépôts du bassin du Tarim	62
4.1.1	Environnements de plaine alluviale	62
4.1.2	Environnements de plaine côtière	65
4.1.3	Environnements de complexe tidal	66
4.1.4	Environnements marins restreints ou de baie	67
4.1.5	Environnements d'avant-côte et de haut-fond	67
4.1.6	Environnements d'offshores supérieur et inférieur	68
4.2	Variations des environnements paléogènes d'Asie Centrale	69
4.2.1	Variations générales du niveau marin	69
4.2.2	Environnements à huîtres	69
4.2.3	Environnements et paléoclimats paléogènes en Asie Centrale	78
4.2.4	Impacts de la tectonique asiatique tertiaire	80
4.3	Géochimie sédimentaire et paléoenvironnements paléogènes	80
4.3.1	Méthode	80
4.3.2	Résultats	81
4.3.3	Facteurs influençant la composition isotopique des carbonates	83
4.3.4	Discussion	87
III	Les huîtres : approche sclérochronologique et saisonnalité	89
5	Géochimie multi-proxy à haute résolution sur des huîtres paléogènes	91
5.1	Introduction	93
5.2	Geological setting	96
5.2.1	Paleogeographical context	96
5.2.2	Sedimentology and environments	97
5.3	Material and methods	100
5.3.1	Shell description and sample preparation	100
5.3.2	Cathodoluminescence	100
5.3.3	Trace element profiles	102

5.3.4	Stable isotopes	103
5.3.5	Growth rate and chronology	103
5.4	Results	104
5.4.1	Cathodoluminescence	104
5.4.2	Elemental ratios	104
5.4.3	Stable isotopes results	104
5.4.4	Chronology	106
5.5	Analytical discussion	106
5.5.1	Shell preservation	106
5.5.2	Elemental ratios	107
5.5.3	Stable isotopes	107
5.6	Seasonality interpretation	108
5.6.1	Temperature signal	108
5.6.2	Combining Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ proxies to estimate the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and salinity	111
5.7	Paleoclimate and paleoenvironmental implications	113
5.8	Conclusion	114
5.9	Acknowledgements	114
6	De l'utilisation du rapport Mg/Ca dans les coquilles d'huîtres	115
6.1	Introduction	117
6.2	Field area	120
6.2.1	Geological setting	120
6.2.2	Oyster sampling and determination	120
6.3	Material and methods	122
6.3.1	Shell description and sample preparation	122
6.3.2	Geochemical analyses	123
6.4	Results	126
6.4.1	Cathodoluminescence	126
6.4.2	Stable isotopes	126
6.4.3	Mg/Ca ratio	126
6.5	Analytical discussion	128
6.5.1	Shell preservation	128
6.5.2	Stable isotopes	129
6.5.3	Mg/Ca ratio	130
6.6	Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ as proxies for temperatures	133
6.6.1	Mg deduced temperatures	133
6.6.2	Comparing $\delta^{18}\text{O}$ and Mg derived-temperatures	133
6.7	Conclusion	137
6.8	Acknowledgements	137

IV Saisonnalité Éocène : contrainte sur les moussons précoces	139
7 Rôle de la Proto-Paratéthis sur la saisonnalité Éocène en Asie Centrale	141
7.1 Introduction	144
7.2 Central Asian seasonal climate by numerical simulations	146
7.3 High-resolution geochemistry on oyster shells	146
7.4 Eocene Central Asian paleoclimate and implications for Eocene monsoons	149
V Conclusions et perspectives	153
8 Conclusion générale	155
9 Perspectives	159
Bibliographie	163
VI Annexes	185
A Évènements hyperthermiques : Causes et conséquences de réchauffements abrupts	187
B Environnements de dépôts paléogènes	203
C Incorporation du Mg au sein de la coquille des huîtres paléogènes d'Asie Centrale	205
D Saisonnalité Éocène en Asie Centrale	221
E Les explorateurs de la mer perdue	223
F L'algue coralline arctique <i>Leptophytum fœcundum</i>	227
Table des figures	241
Liste des tableaux	245

REMERCIEMENTS

Il faut être honnête, d'aussi loin que je m'en souviens, je n'ai jamais particulièrement voulu être géologue. Si on m'avait dit il y a dix ans qu'un jour j'écrirais une thèse de géologie, jamais je ne l'aurais cru. Certes mon amour pour les montagnes aurait pu me mettre la puce à l'oreille, mais moi qui ai passé la majorité du temps de mon adolescence dans une patinoire, je ne connaissais pas grand chose ni de l'enseignement supérieur, ni des cailloux... Et pourtant je suis en train d'accoucher aujourd'hui d'un bébé de 241 pages parlant de chimie sur des fossiles, de formation de montagnes et de paléoclimats. J'aimerais ainsi remercier en premier lieu les différentes personnes qui, malgré eux, malgré moi, m'ont guidée jusqu'à aujourd'hui.

Tout d'abord un grand merci à mon père, ma mère et ma sœur. Parce que, d'un éternel esprit de contradiction, il n'était pas question de faire « comme tout le monde » dans la famille, je me suis donc détournée des études de médecine abandonnant l'idée d'être un jour kiné ou médecin du sport pour me diriger un peu au hasard vers les classes prépa BCPST du lycée Janson de Sully à Paris. C'est finalement là que tout a commencé. Je ne remercierais jamais assez mes deux professeurs de SVT, Freddy et Elena, pour avoir su me transmettre leur passion et leur curiosité pour les sciences naturelles. Un grand merci pour m'avoir fait découvrir la face cachée des cailloux et m'avoir poussée vers eux. Grâce à vous, à votre confiance, votre soutien, je réussis à intégrer l'École Normale Supérieure de Lyon qui sera une étape phare dans mon parcours universitaire.

Merci à la belle promo 2007 de géologues à l'ENS pour ces bons moments passés sur le terrain ou en salle carto à écrire des rapports interminables : Pauline, Camille, John, Sylvain, Mimil, Baptiste, Toto le koala, François, Papy, Marine, Loraine, Mariana, Agnès. Avec une spéciale dédicace aux Martocéras, aux Baraminocéras, Lithofalus et autres calcaires à orthoses... Merci à tous les autres copains, non géologues, de l'ENS avec qui j'ai passé quelques années absolument géniales : Mak, Tophie, Jérémy, Balou, Guillaume, Benoît, Bobo, Nico, Denis, Vincent, Roman, Rémi, Benoît, Solenn, Anne-Laure, les Mogwaï, les Zébus, et tous les autres.

Je tiens également à remercier mes professeurs qui m'ont marquée pendant ces années lyonnaises : Hervé Bertrand, Pierre Thomas, Arnaud Pêcher, Emanuella Mattioli, Philippe Escarguel, Frédéric Quilléveré, Christophe Lécuyer, Gweltaz Mahéo... et je dois bien en oublier. Merci aussi à la prépa agreg de SV-STU de Lyon, qui m'a fait (re)voir la géologie dans tous ses recoins et (re)apprécier la biologie à sa juste valeur. Merci en particulier à Pierre et Tristan mais aussi aux intervenants qui m'ont fait rêver, notamment dans les domaines qui s'éloignaient déjà de mes

projets de recherche. Je pense à Hervé Martin et ses terres Archéennes, à Jacques Bouffette et ses granites bretons ou encore à Raymond Lestournelle de Briançon et ses ophiolites alpines. Merci également à David Busti, Marc-André Sélosse et Clémentine Vignal, qui même s'ils sont biologistes, méritent un petit mot à leur égard tant leur passion pour les sciences de la vie et leur enseignement m'a touchée.

Merci à Branwen Williams et Jochen Halfar, mes deux encadrants de M2 à Toronto qui m'ont beaucoup appris, tant sur les expériences, le traitement de données que sur l'autonomie en recherche. Merci d'avoir suffisamment cru dans mon travail et de m'avoir poussé et aidé à le publier, malgré mon manque de temps pendant la thèse.

Après quelques petits détours, on arrive finalement à la thèse.

Un grand merci à Mary Elliot et Christian France-Lanord ainsi qu'à tous les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Merci à Guillaume de m'avoir proposé ce beau sujet et de m'avoir fait découvrir ces merveilleuses terres d'Asie Centrale. Merci de m'avoir laissé le mener selon mon envie en toute indépendance. Abandonnant parfois des projets entiers qui te tenaient à cœur (je pense notamment au projet de Xining) pour me consacrer à mes jolies huîtres qui me donnaient du fil à retordre. Un grand merci à Marc qui a accepté de me voir débarquer dans son bureau de Jussieu régulièrement pendant mes deux premières années de thèse et qui m'a finalement accueillie dans son équipe la dernière année. Merci surtout d'avoir accepté de te raccrocher à mon projet en devenant sur le tard mon co-directeur de thèse et en m'apportant l'encadrement nécessaire sur le côté géochimique et sclérochronologique de mon étude.

Je remercie du fond du cœur mes collègues d'aventures asiatiques avec qui j'ai pu construire des toilettes et des douches dans le désert, manger dans la poussière, entendre les ronflements de la tente d'à côté, attraper des cacahuètes une à une avec des baguettes, crever de chaud, boire des litres et des litres d'eau, taper sur des cailloux, prendre et reprendre des mesures de pendages dans tous les sens, mesurer des mètres et des mètres de logs, rester des heures à contempler des huîtres, entourer d'alou des centaines de carottes de paléomag, user des kilomètres de papier toilette pour emballer les échantillons, boire du coca-cola chaud et sans bulle tous les après-midi, manger autant d'œufs que je n'aurais jamais cru pouvoir en manger, avaler des plats ultra-pimentés au petit déjeuner, attendre des heures devant la frontière kirghize, être malade comme un chien au Tadjikistan... Merci ainsi à Guillaume, Rodéric, Gloria, Yang Wei, Chu-Beibei, Cholponbek, Bruno, Jean-Noel, Jovid, Nekmat, Jane, Tamsin, Anabelle, Yani. Un grand merci à nos chauffeurs/cuistots/interprètes sans qui ces missions de terrain n'auraient pu aboutir (et qui m'excuseront d'écrocher leur noms) : Mister Huang Chiling, Kader, Kachim, Dima, Nourdin, Aichuluk. Un grand merci à ces peuples Ouïghours, Kirghizes et Tadjiks si curieux et si accueillants.

Un immense merci aux chercheurs qui ont accepté de collaborer avec moi et sans qui les résultats de cette thèse n'auraient pas existé : Florence Nicollin, Gert-Jan Reichart, Lennart de

Nooijer, Jean-Noël Proust, Julia Tindall. Merci tout particulièrement à Jean-Noël, qui a eu la patience (et le courage !) de m'apprendre ce qu'est la sédimentologie de terrain malgré les trop courtes deux semaines dont nous disposons. Merci à tous les chercheurs, techniciens, ingénieurs qui m'ont aidé à mener à bien mon projet de thèse me permettant d'avoir accès à de nombreuses machines : Ghylaine Quitté, Arnold Van Deek, Helen de Waard, Catherine Pierre, Nathalie Labourdette, Philippe Boulvais. Merci d'ailleurs aux laboratoires d'Utrecht et de Paris 6 qui ont accepté d'accueillir l'intégralité de mes expériences qui n'étaient pas faisables à Géosciences Rennes et sans qui je ne serais pas là aujourd'hui. Merci aux chercheurs et doctorants qui ont pris le temps de discuter avec moi et qui au détour d'une (ou souvent de plusieurs) conversation(s) m'auront fait pas mal avancer : Roderic Bosboom, Franck Lartaud, Mary Elliot, Julien Thébaut, Marc Jolivet, Michel Ballèvre, Gilles Ramstein, Yannick Donnadiou, Didier Roche, Didier Merle, Loïc Villier et je dois en oublier...

J'en profite pour remercier tous mes hôtes ainsi que leur canapés et autres bouts de lit qui m'auront de nombreuses fois accueillie chaleureusement chez eux et permis de ne pas dormir sous un pont au cours de mes échanges inter-labos. Que ce soit à Utrecht, à Paris ou à Rennes, un grand merci à Roderic, Audrey, Carine, Alice, Denis, Coco, David et Sylvia.

Je ne remerciais également jamais assez Charlotte, Michel et le comité de suivi des doctorants de Géosciences Rennes pour leur soutien et leur aide afin de trouver des solutions pour avancer malgré les difficultés à mener à bien mon projet pendant ces trois ans.

Mais comme mon travail de doctorante ne s'est pas cantonné à la recherche et que pour moi, l'enseignement est très important, je tiens à remercier Jacques Bouffette et Cécile Robin qui m'ont fait confiance et demandé d'encadrer de nombreux cours en prépa agrég en toute liberté. Certes c'était long à préparer (et à corriger !) mais quelle expérience enrichissante ! Merci aussi à Michel, Pipo, Erwan, Jacques et Jean pour ces moments sur le terrain avec les étudiants. Un immense merci à Marc et aux Totally Spices — Claire, Séverine et Soazig — pour m'avoir intégrée dans le projet « Géosciences » du Lycée Hélène et Victor Basch, et ainsi permis d'enseigner la géologie à des lycéens en classe comme sur le terrain. Merci à Elena Salgueiro d'avoir tant insisté pour que je continue à encadrer des TIPE à Janson. Merci à Bertrand Stroliargoff de m'avoir sollicitée pendant deux ans pour intervenir au lycée Chateaubriand. Un grand merci à tous ces élèves et étudiants, qui au détour d'un cours ou d'une excursion m'auront eux aussi beaucoup appris sur le métier de professeur.

Un grand merci à tous les joyeux lurons (post-)doctorants du laboratoire de Géosciences Rennes pour la joie de vivre exceptionnelle qui règne au bâtiment 15 du Campus de Beaulieu : Sylvia, Gloria, Pietro, Loïc, Youssef, Justine, Justine, Marie, Charlotte, Benoît, Paul, Camille, Roman, Guillaume, Alain, Éline, Christoff, Étienne, Clément, Gwen, Olivier, Pierre-Louis, Maya, Sandra, Hélène, Brendan, Gemma, Nikol, Paola, Fabien, Anne-Claire, et tous les autres.... Merci pour les nombreuses pauses de midi à jouer au tarot, les apéros, les journées moustaches, les pauses café/croissant du vendredi matin. Mention très spéciale au bureau 127, à Sylvia, Gloria, Ying-Ying et les poissons rouges avec qui j'ai partagé énormément de rires, de pleurs et toutes autres émotions. Merci au canapé qui a accueilli un grand nombre de mes siestes post-

prandiales indispensables à ma production intellectuelle (...). Merci également à toute l'équipe de « Biominéralisations et Environnements Sédimentaires » de l'ISTeP qui m'a très bien accueillie pour ma dernière année de thèse parisienne. Merci plus précisément à Gabrielle qui a supporté mes sautes d'humeurs en face d'elle pendant un an.

Et à côté de la thèse, il y a une vie ! Alors je tiens à remercier tout particulièrement mes amis qui ont réussi, même à distance, à me faire sortir de ma bulle. Merci à Mak, Tophie, Pauline, John, Mimil, Camille, Florence, Audrey, Caca, Alice, Sarah, Denis.... Merci à David, Coco, Manue, Hoang et tous les autres du CAF de Rennes, qui au détour d'une voie d'escalade ou autre dîner vin-fromage ont rendu ces années de thèses bretonnes plus vallonnées.

Un grand merci à l'Albaron, à la Meije, au Grand Paradis, au col de la Nova, à la Pierra Menta, aux Grand, Petit et Charmant Soms, au Dôme de Roizane, aux Dolomites, au Mont Blanc et tous ces autres montagnes alpines qui m'ont fait rêver et permis de m'évader pendant ces trois ans. Je ne remercie pas cependant mon ligament croisé antérieur droit qui a décidé de rompre juste avant le début de la rédaction de ce manuscrit et qui va m'empêcher de jouir du plaisir d'être en haute montagne pendant encore une petite année .

Je remercie enfin ma famille de me supporter et me soutenir depuis toutes ces années. Merci à mes frangin(e)s Doudou, Alex et Céline qui m'exaspèrent et que j'aime tant. Merci à mes parents qui ont toujours cru en moi et m'ont toujours permis d'aller jusqu'au bout de mes envies.

Et évidemment, on garde le meilleur pour la fin. Merci à Bruno qui a toujours été là dans les bons et les mauvais moments. Merci pour la dernière relecture gommant pas mal des fautes d'orthographe qui s'étaient glissées dans ce manuscrit. Merci d'avoir particulièrement bouleversé ma vie.

Merci à tous ceux que j'ai oublié. Merci à ceux qui viennent de lire ces quelques pages (beaucoup trop longues) de remerciements et qui se sont rendu compte que je suis désespérément trop bavarde...

Ce manuscrit a été mis en page à l'aide du logiciel libre \LaTeX . Les figures ont été réalisées par l'auteur à l'aide des logiciels libres Inkscape et Gimp, sauf mention contraire.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le climat asiatique est caractérisé par des étés aux pluies diluviennes au sud et à l'est de l'Asie et un climat aride en Asie intérieure : c'est ce qu'on appelle la mousson. Depuis des millénaires, les hommes ont appris à organiser leur vie et ont basé leur économie en fonction du rythme de ce climat si particulier. Face au réchauffement global actuel, un dérèglement du climat de mousson qui affecte plus d'un tiers de l'humanité pourrait avoir des conséquences catastrophiques. Afin de mieux comprendre et pouvoir anticiper les changements à venir, il est nécessaire d'éclaircir les fondements de ce phénomène climatique. Ainsi, mieux caractériser les origines et les facteurs guidant la mousson est devenu un enjeu crucial de ces dernières décennies. En d'autres termes, quand, comment et pourquoi l'intensification des moussons asiatiques a eu lieu ?

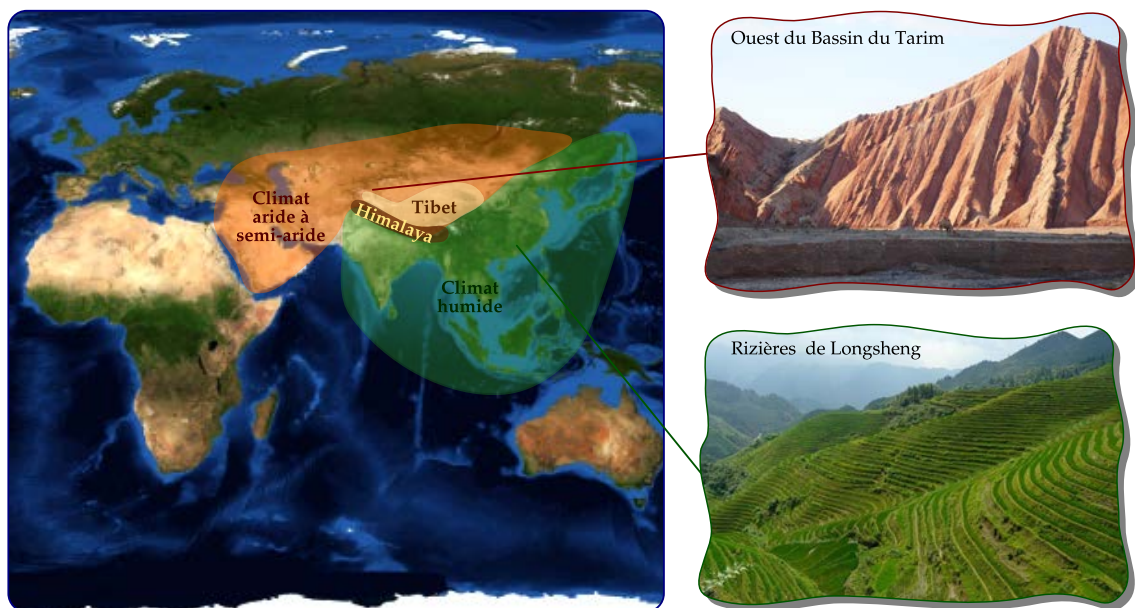


FIGURE 0.1 – Climat et environnements asiatiques.

Malgré des années de recherche, la compréhension des climats asiatiques du Paléogène ancien (il y a 65 à 34 Ma, époques du Paléocène et de l'Éocène) reste énigmatique. En effet, pendant longtemps, les chercheurs se sont focalisés sur la caractérisation des climats du Néogène (depuis 23 Ma) notamment à cause de la disponibilité des archives sédimentaires. L'établissement du système de mousson moderne vers la fin du Miocène (7-8 Ma) et le rôle primordial du plateau du Tibet à cette époque semblent ainsi faire consensus dans la communauté scientifique (Hahn

et MANABE, 1975 ; PRELL et KUTZBACH, 1992 ; MOLNAR et al., 1993 ; CLIFT et al., 2008 ; BOOS et KUANG, 2010 ; MOLNAR et al., 2010 ; ALLEN et ARMSTRONG, 2012). Cependant, dans un monde à haut taux de CO₂ atmosphérique — dit de *greenhouse* — les caractéristiques de la mousson asiatique paléogène restent encore floues (SUN et WANG, 2005 ; HUBER et GOLDNER, 2012 ; QUAN et al., 2012 ; ZHANG et al., 2012 ; LICHT et al., 2014). À cette époque, la paléogéographie asiatique est bouleversée. Tandis que la plaque indienne remonte vers le nord, réactivant de nombreuses structures paléozoïques, la répartition des terres et des mers est ébranlée. Notamment, une vaste mer épicontinentale peu profonde, la Proto-Paratethys, qui s'étendait sur l'Europe et l'Asie Centrale depuis la fin du Crétacé se retire définitivement du continent à la fin de l'Éocène (BOSBOOM et al., 2014c). En privant l'Asie d'une source d'humidité à l'ouest, ce retrait marin aurait amplifié le contraste thermique entre le continent eurasiatique et les océans Indien et Pacifique. Ceci aurait eu une conséquence directe sur l'intensification des moussons, essentiellement observable à partir de l'Oligo-Miocène (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999 ; ZHANG et al., 2007a). Par ailleurs, de récentes études de simulations numériques suggèrent qu'un système de moussons pouvait s'être établi en Asie dès l'Éocène, majoritairement en lien avec la forte teneur atmosphérique en gaz carbonique (HUBER et GOLDNER, 2012 ; LICHT et al., 2014). Toutefois, peu de données de terrain sont disponibles pour cette période (SUN et WANG, 2005 ; QUAN et al., 2012). Mieux caractériser les environnements et les propriétés (température, salinités etc) de la Proto-Paratethys, notamment l'amplitude du contraste saisonnier, reste un enjeu de taille si l'on veut mieux contraindre les effets de son retrait sur les paléoclimats asiatiques paléogènes.

Comment était caractérisée la saisonnalité paléogène en Asie Centrale, où la Proto-Paratethys s'étendait à cette époque ? Comment accéder à l'échelle infra-annuelle à partir d'archives géologiques vieilles de plus de 35 millions d'années ? Quel était le rôle thermique et hydrique de cette mer dans un monde à haut taux de CO₂ atmosphérique ? A-t-elle eu une influence sur les climats asiatiques ?

Les nombreux fossiles d'huîtres très bien conservés dans les sédiments marins de la Proto-Paratethys vont constituer un pilier permettant de proposer des éléments de réponses à ces questions. La coquille des bivalves grandit graduellement, par incréments, tout au long de leur vie. Il suffit de couper transversalement une coquille pour s'apercevoir que l'on peut compter le nombre d'années que l'animal a vécu, exactement comme on compte les cernes d'un arbre. L'étude infra-annuelle de la croissance des tissus carbonatés en règle générale est ce qu'on appelle la sclérochronologie (qui vient du grec *skleros*, signifiant dur).

En sondant la chimie des coquilles de bivalves, les recherches récentes ont développé de nouveaux outils permettant d'accéder à des signaux paléoclimatiques infra-annuels. Si la majorité des études se concentrent sur des périodes (sub)-actuelles (GOODWIN et al., 2003 ; WANAMAKER JR et al., 2008 ; ELLIOT et al., 2009 ; SCHÖNE, 2013), les études quantitatives pour reconstituer les paléo-saisonnalités, il y a plusieurs millions d'années, se font plus rares (IVANY et al., 2000 ; KIRBY, 2000 ; BUICK et IVANY, 2004 ; LARTAUD et al., 2006 ; BATENBURG et al., 2011). De plus, la plupart des

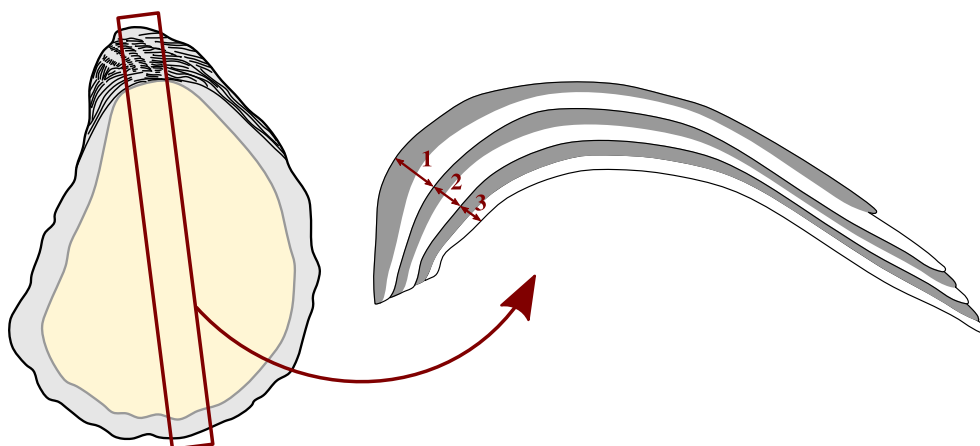
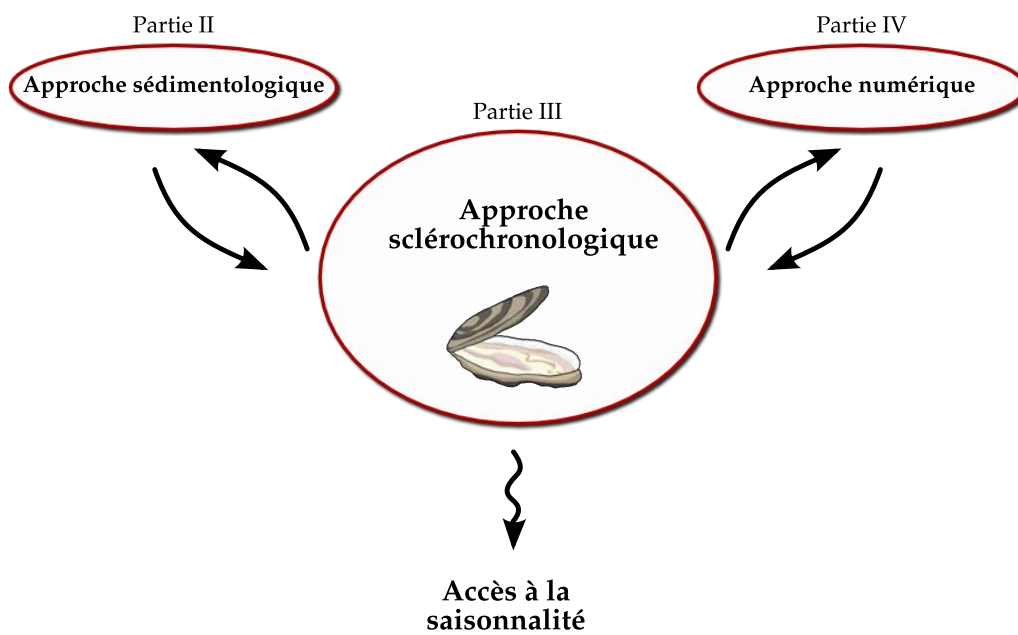


FIGURE 0.2 – La sclérochronologie, ou l’art de compter les années à travers les coquilles.

études se sont essentiellement concentrées sur l’apport de la géochimie des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) qui n’est pas appropriée dans notre cas. En effet, les variations de salinité qui peuvent être importantes dans les eaux peu profondes de la Proto-Paratethys altèrent significativement le signal géochimique isotopique rendant son interprétation délicate. Ainsi afin d’accéder aux variations saisonnières quantitatives de la température de l’eau et du bilan hydrique de la Proto-Paratethys, l’établissement de nouveaux outils géochimiques applicables dans le registre fossile est nécessaire.

La première partie de ce manuscrit propose l’ensemble des notions préliminaires nécessaires à la compréhension de ce qui suit. Le contexte structural et le contexte climatique permettent de définir le cadre géologique dans lequel s’insèrent les travaux de cette thèse. La description de l’huître, de sa coquille et du potentiel paléoclimatique qu’elle constitue apportent les cadres écologiques et géochimiques actuels. En deuxième partie, une étude de terrain, liant sédimentologie de faciès et géochimie sédimentaire permet de caractériser les environnements et climats d’Asie Centrale ainsi que leur évolution au Paléogène, nécessaire avant toute étude géochimique sur des biominéralisations. Enfin, le développement de nouveaux outils géochimiques permettant d’accéder aux paléoclimats à travers les coquilles fossiles des sites d’étude est ensuite proposé en Partie III. Finalement, appuyées par l’apport de simulations numériques, les interprétations paléoclimatiques et les conséquences sur la compréhension des climats asiatiques au Paléogène sont apportées en Partie IV.

Comment caractériser le climat d'Asie Centrale à une échelle infra-annuelle il y a 50 à 35 millions d'années ?



PREMIÈRE PARTIE

PROLÉGOMÈNES



1 CONTEXTE STRUCTURAL : TECTONIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE ASIATIQUES

1.1 CADRE GÉOGRAPHIQUE

Les reliefs asiatiques sont parmi les plus hauts du monde. En sanskrit, un *himal* est une montagne blanche, c'est-à-dire toujours enneigée. Sous les latitudes du nord de l'Inde, la limite des neiges éternelles se situe au-dessus de 5500 m d'altitude (MASCLE et al., 2010). Fascinant les hommes depuis des siècles, le *Toit du Monde* est à l'origine de grandes philosophies spirituelles et nombres d'explorateurs — scientifiques, missionnaires ou simplement aventuriers — sont partis à la découverte de ces terres perdues dès la fin du XIX^e siècle, tels le père Huc, Sven Hedin, Nicolai Prjevalski, Alexandra David-Néel... Si les plus hauts sommets sont célèbres auprès du grand public (Everest, 8848 m, K2, 8611 m ou autres Annapurnas, culminant à 8091 m), d'autres restent plus confidentiels, connus des amoureux d'alpinisme (Pic Lénine, 7134 m ou Mustagh Ata, 7546 m) ou pour leur signification religieuse (Kailash, 6714 m, montagne sacrée pour les hindous, les jaïns et les bönpos).

Bien que l'Himalaya reste la plus connue, de nombreuses autres chaînes de montagnes s'étendent à travers le continent asiatique comme les Kunlun, le Karakorum, le Pamir, les Tian Shan ou encore les Qilian Shan (Figure 1.1a). Ces chaînes s'articulent autour du Tibet, un vaste plateau d'altitude moyenne proche de 5000 mètres (MASCLE et al., 2010). Une fois quittée la plaine Indo-gangétique, de l'Himalaya jusqu'à l'Altaï les reliefs restent très élevés, en moyenne autour de 4000 à 5000 mètres (GUILLOT et REPLUMAZ, 2013, Figure 1.1b).

Cette thèse se focalise sur l'Asie Centrale, en majeure partie sur l'ouest de la Chine, à l'extrême ouest du bassin du Tarim mais également sur le Kirghizstan et le Tadjikistan. Les sites d'étude s'étendent sur différents bassins (Tarim, dépression Afghane-Tadjike, vallée de l'Alaï et bassin du Ferghana) au pied des massifs du Pamir, du Kunlun Shan occidental et du Tian Shan (Figure 1.2).

Les Kunlun Shan forment une chaîne de montagne d'une altitude moyenne de 5000 m et qui s'étend sur 3000 km. Son point culminant est le Kongur à 7648 m. Cette chaîne est séparée en deux parties distinctes par la faille de l'Altyn Tagh : le Kunlun occidental au sud-ouest

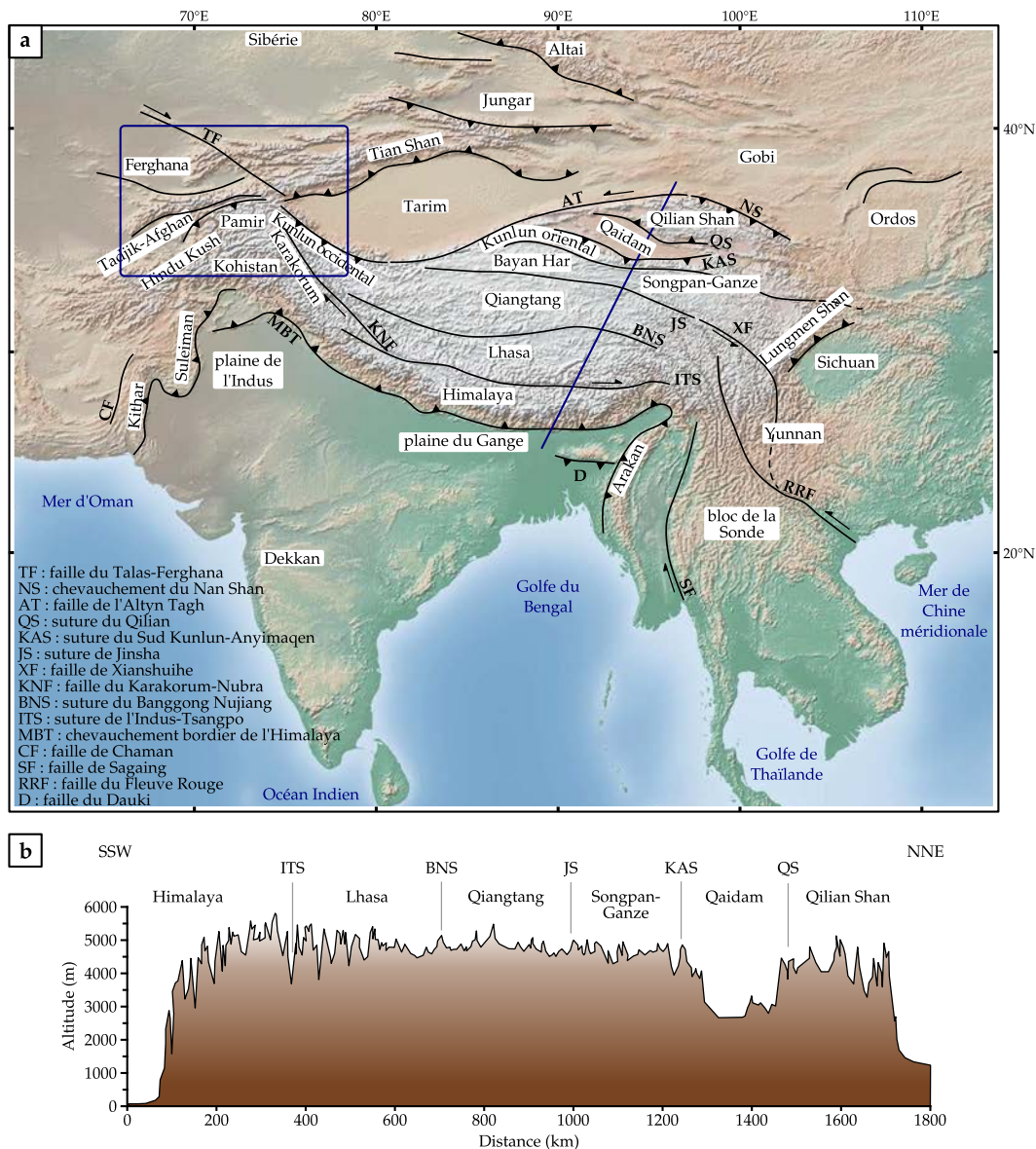


FIGURE 1.1 – a. Carte topographique simplifiée de l'Asie montrant les principaux accidents tectoniques (chevauchements, failles) ainsi que les grands ensembles (terrane, plateaux, bassins, chaînes de montagnes etc.). L'encadré bleu indique la zone étudiée en Asie Centrale s'étendant à travers la Chine, le Kirghizistan et le Tadjikistan (cf. Figure 1.2). Le tracé bleu correspond au profil b. Source de la carte : <http://www.naturalearthdata.com>. b. Profil topographique actuel à travers l'Himalaya et le plateau du Tibet (modifié d'après GUILLOT et REPLUMAZ, 2013).

du bassin du Tarim et le Kunlun oriental au sud-est du bassin du Tarim. Elle forme la bordure nord du plateau du Tibet.

Le Tian Shan — littéralement *montagnes célestes* — est une chaîne intracontinentale d'une altitude moyenne de 4000 m (culminant à 7439 m, Jengish Chokusu) et qui s'étend sur plus de 2500 km d'est en ouest en Chine, au Kirghizistan, au Kazakhstan, et en Ouzbékistan. Cette chaîne peut être divisée en trois parties séparées par de grands accidents tectoniques : le

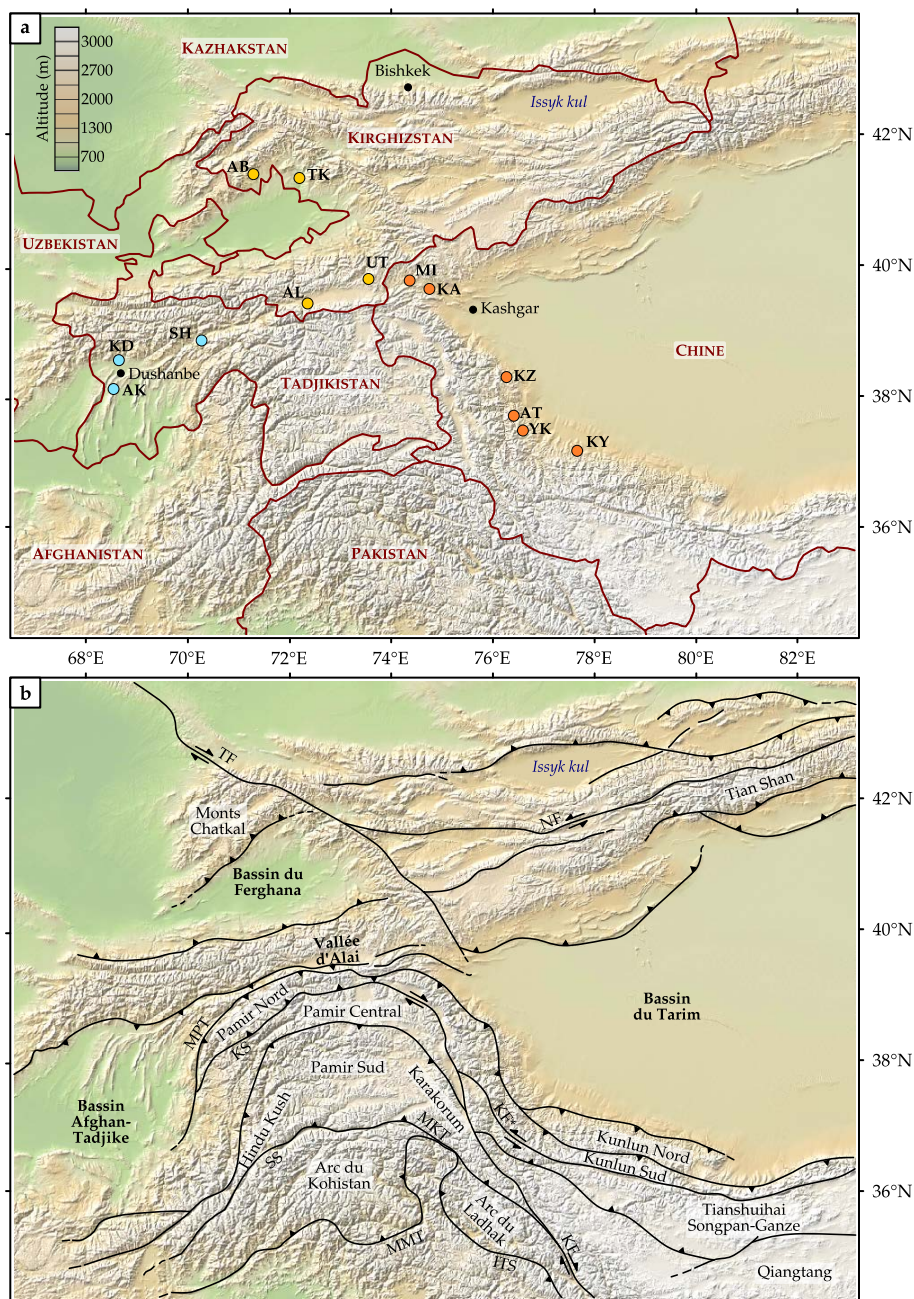


FIGURE 1.2 – a. Carte topographique et administrative simplifiée de la zone d'étude localisant les différentes sections étudiées à travers la Chine (orange), le Kirghizstan (jaune) et le Tadjikistan (bleu). AB : Ala-Buka (41.4°N, 71.4°E), TK : Tash-Kumyr (41.3°N, 72.2°E), AL : nord de la vallée d'Alaï (39.6°N, 72.4°E), UT : UchTobo - Dakta (39.9°N, 73.4°E), MI : Mine (39°51'N, 74°32'E), KA : Kansu (39°45'N, 74°58'E), KZ : Kezi (38°26'N, 76°24'E), AT : Aertashi (37°58'N, 76°33'E), YK : Yarkand (37.7°N, 76.6°E), KY : Keyliand (37°27'N, 77°86'E), KD : Kuhdara (38.65°N, 68.88°E), SD : Childara-Shuldara (38.80°N, 70.35°E), AK : Aksu (38.11°N, 68.58°E). **b.** Carte topographique simplifiée de la zone d'étude montrant les principaux accidents tectoniques (chevauchements, failles) ainsi que les grands ensembles (terrains, plateaux, bassins, chaînes de montagnes etc.). TF : faille du Talas-Ferghana, NF : faille de Narat, MPT : grand chevauchement du Pamir, KS : suture du Kunlun, KF* : faille de Karakax, KF : faille du Karakorum, MKT : grand chevauchement du Karakorum, SS : suture de Shyok, MMT : grand chevauchement mantellique, ITS : suture de l'Indus-Tsangpo.

nord Tian Shan, le Tian Shan central et le sud Tian Shan (JOLIVET et al., 2013).

Le Pamir est un massif de forme générale courbe acquise au cours du Cénozoïque suite à la collision Inde-Asie (BURTMAN et MOLNAR, 1993). Il est divisé en trois principales parties (Pamir nord, Central et sud) séparées par de grands chevauchements cénozoïques. Il culmine à 7495 m (Pic Ismail Samani) et forme la jonction entre les montagnes du Tian Shan, du Karakorum, du Kunlun et de l'Hindu Kush. Il est centré sur l'est du Tadjikistan et s'étend à travers l'Afghanistan, la Chine et le Kirghizstan sur 120 000 km². Son nom vient du kirghiz *Pamil*, mot qui désigne une zone montagneuse.

Le bassin du Tarim est le plus grand bassin continental chinois et un des plus grands bassins endoréiques du monde. D'altitude variant entre 700 et 1800 m, il s'étend sur 1500 km d'est en ouest sur une surface de plus de 500 000 km². Ce bassin forme un bloc crustal résistant et peu déformé malgré le raccourcissement créé depuis la collision Inde-Asie. Il s'agit d'un double bassin flexural chevauché au nord par le Tian Shan et au sud par l'ensemble Kunlun Shan-Pamir. La faille décrochante senestre de l'Altyn Tagh forme la marge sud du bassin. L'effet de foehn (voir RUDDIMAN, 2001 pour une explication du phénomène) induit par les hautes altitudes qui l'entourent est à l'origine d'un air sec entraînant un climat très aride au niveau du désert du Taklamakan, surnommé *Désert de la mort*, où les températures annuelles sont comprises entre -40°C en hiver et +50°C en été et les précipitations très faibles, n'excédant guère 50 mm par an (PARSONS et ABRAHAMS, 1994).

La vallée d'Alaï est un bassin intramontagneux kirghize entre les monts Alaï (Tian Shan) au nord et les chaînons du Trans-Alaï (Pamir) au sud. Ce bassin était connecté aux bassins Afghan-Tadjike et Tarim avant la poussée vers le nord du Pamir et la réactivation des structures tectoniques dans le sud du Tian Shan due à la collision Inde-Asie (HENDRIX et al., 1992 ; BURTMAN et MOLNAR, 1993 ; BURTMAN, 2000).

Le bassin du Ferghana est une vallée fertile qui s'étend entre le Kirghizstan, le Tadjikistan et l'Ouzbékistan sur 22 000 km². Cette vallée est la plus densément peuplée d'Asie Centrale. Le bassin s'est formé au cours du rifting permo-triassique affectant le socle paléozoïque et s'est rempli de sédiments volcano-clastiques entre le Permien et le Trias inférieur, de charbons au Jurassique et de dépôts terrigènes au Crétacé inférieur (POMAZKOV, 1972). En réponse à la collision Inde-Asie, ce bassin est chevauché par le massif du Chatkal au nord-ouest (Tian Shan), et par les monts Alaï au sud (BURTMAN et MOLNAR, 1993) tandis que la faille décrochante du Ferghana délimite le bassin à l'est-nord-est.

La dépression Afghane-Tadjike est un large bassin intramontagneux qui s'étend entre l'est de l'Ouzbékistan, le sud-ouest du Tadjikistan et le nord-est de l'Afghanistan et s'ouvre vers l'ouest sur le bassin de l'Amu-Darya. Ce bassin est chevauché par la chaîne du Ghissar (Tian Shan) au nord le long du sud de la suture du Ghissar, par le Pamir à l'est (chaînons du Darvaz et du Trans-Alaï) le long de la faille du Darvaz et par l'Hindu Kush au sud le long de la faille d'Ishkashym (BROOKFIELD et HASHMAT, 2001 ; NIKOLAEV, 2002). La dépression est remplie par divers sédiments : carbonés (charbons et houilles continentaux ou marins) à la

fin du Trias et au Jurassique moyen, marins carbonatés et halins au Jurassique supérieur et enfin continentaux rouges au Crétacé inférieur (NIKOLAEV, 2002).

1.2 LA COLLISION INDE-ASIE : QUAND, COMMENT ?

1.2.1 *La danse des plaques*

L'Asie est un vaste territoire accidenté résultant de l'accrétion de plusieurs blocs continentaux dérivés de l'hémisphère sud du super-continent Gondwana (Figure 1.3) qui a commencé au début du Paléozoïque et continue encore aujourd'hui. Elle a fait, et fait encore l'objet de nombreuses études cherchant à comprendre son histoire et sa dynamique (par ex. YIN et HARRISON, 2000 ; ROGER et al., 2010 ; METCALFE, 2013). Faire une compilation de l'ensemble des recherches menées serait long et sortirait du cadre de cette thèse. Toutefois, une synthèse résumant les principaux événements à l'origine de la formation de l'est du continent Eurasiatique au cours du Phanérozoïque semble nécessaire pour indiquer le contexte géologique dans lequel s'insèrent ces travaux.

La séparation et la migration vers le nord des différents blocs et terranes continentaux du Gondwana ont eu lieu au cours de trois principales phases d'ouverture et de fermeture successives de grands domaines océaniques (Figure 1.4) : la Paléo-Téthys (Dévonien-Trias), la Meso-Téthys (Permien inférieur-Crétacé supérieur), et la Céno-Téthys — ou Néo-Téthys — (Trias supérieur-Crétacé supérieur) (MATTAUER et al., 1992 ; MATTE et al., 1996 ; ROGER et al., 2008 ; ROGER et al., 2010 ; METCALFE, 2013). Des restes de ces océans (ophiolites, arcs volcaniques, complexes d'accrétions, sédiments marins profonds etc.) ont été préservés dans diverses sutures et grandes ceintures de chevauchements bordant les blocs continentaux (Figure 1.1a).

Formation du cœur du continent asiatique : le Tibet

Le Tibet est le résultat de cette accrétion successive du nord au sud de microcontinents (voir GUILLOT et REPLUMAZ, 2013 pour une synthèse plus complète).

Les terranes du Qilian Shan s'accrètent sur le flanc sud du craton Chine du nord entre le début de l'Ordovicien et la fin du Dévonien (CHEN et al., 1994). La chaîne des Qilian Shan est délimitée au nord par la ceinture orogénique du Nan Shan et au sud par la suture du Qilian (Figure 1.1a).

Le bloc du Qaidam, au sud de la suture du Qilian, est majoritairement composé de la plus grande dépression intra-montagneuse du Tibet ($1.2 \cdot 10^5 \text{ km}^2$, GUILLOT et REPLUMAZ, 2013). La partie sud du bloc du Qaidam est chevauchée par un arc paléozoïque lui-même chevauché par le batholite du Kunlun permotriassique. La suture du sud Kunlun-Anyimaquen correspond à la fermeture du domaine océanique Songpang-Ganzê au Trias inférieur (ROGER et al., 2010).

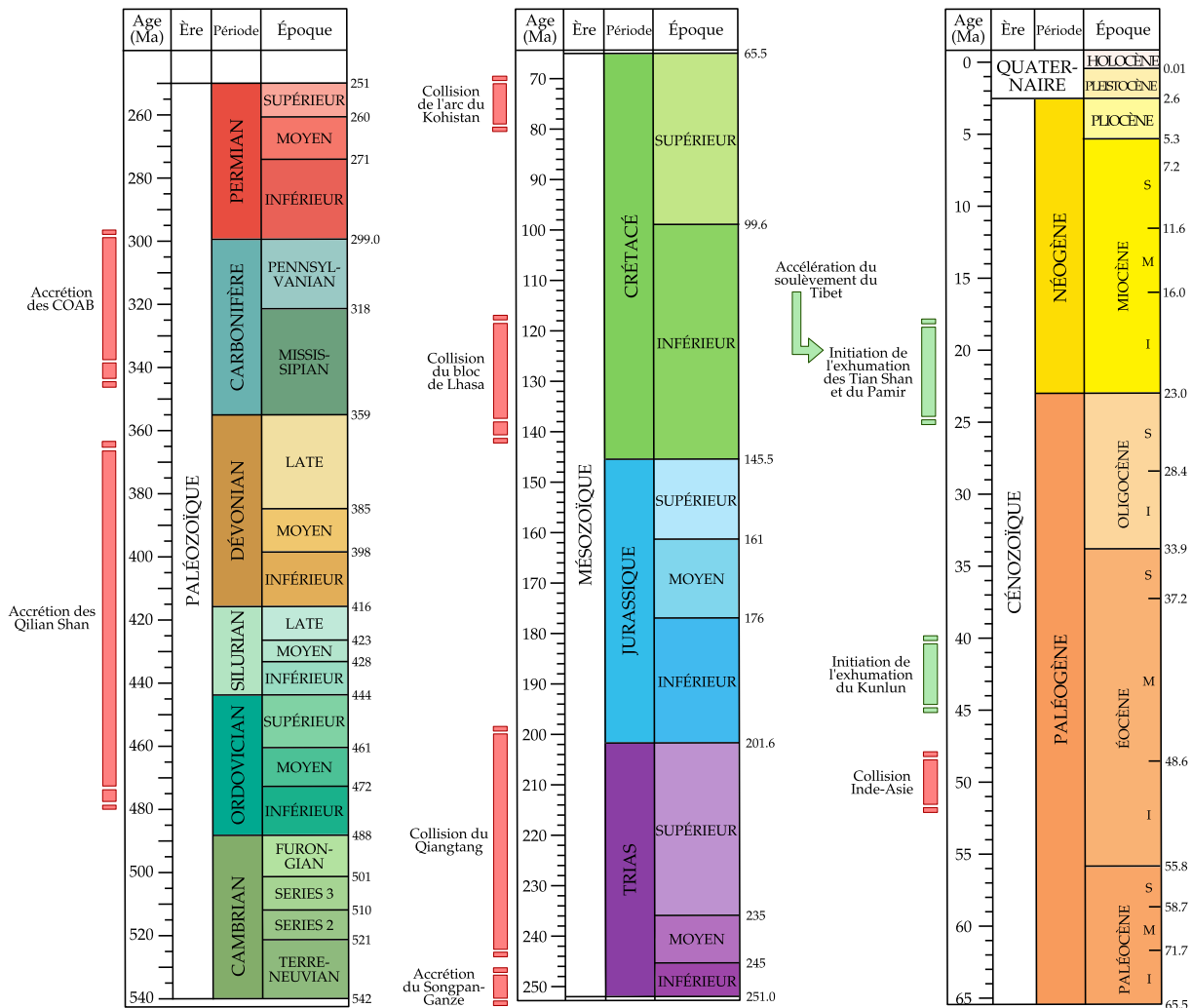


FIGURE 1.3 – Principales accrétions tectoniques en Asie au cours du Phanérozoïque. COAB : *Central Asian Orogenic Belt*, ceinture orogénique comprenant l'ensemble des blocs amalgamés situés entre le craton d'Europe de l'est, le craton Sibérien et les cratons du Tarim, de la Chine du nord et de la Chine du sud (JOLIVET et al., 2013). En vert sont indiqués les âges estimés pour l'initiation de la surrection des reliefs d'Asie Centrale. Voir le texte pour les références permettant de caler les âges des différentes accrétions et surrections.

Le terrane du Songpang-Ganzê est un bloc tectonique triangulaire coincé entre le Kunlun occidental au nord, le bloc de Qiangtang au sud et la marge du craton Chine du sud à l'est. Il est caractérisé par une forte épaisseur (5-15 km) de flysch dont les sédiments sont issus de l'érosion des chaînes qui bordaient l'océan Songpang-Ganzê pendant le permo-trias (ROGER et al., 2010).

Le bloc du Qiangtang est séparé de celui de Songpang-Ganze par la suture de Jinsha. Deux écoles s'opposent sur l'histoire géologique de ce bloc. Tandis que certains scientifiques proposent l'existence de deux terranes (Qiangtang sud et Qiangtang nord) s'accrétant successivement entre le Dévonien et le Trias (METCALFE, 2013), d'autres suggèrent l'existence

d'un seul bloc s'accrétant au continent asiatique suite à la fermeture de la Paléo-Téthys à la fin du Trias (ROGER et al., 2010). Large de 500-600 km dans le Tibet Central, il est le plus large terrane de cette région et peut être étendu jusqu'au Pamir, corrélé au nord du Karakorum plus à l'ouest (VALLI et al., 2008).

Le terrane de Lhasa. Au début du Crétacé, la subduction du bloc de Lhasa le long de la suture du Banggong Nujiang est à l'origine du soulèvement du Qiangtang. L'accrétion du terrane de Lhasa correspond à la fermeture de la Mésio-Téthys (GIRARDEAU et al., 1984 ; DEWEY et al., 1988 ; KAPP et al., 2003a ; KAPP et al., 2005), dont les sédiments marins, datés de la fin du Trias - début du Jurassique (WANG et al., 2008), ne sont préservés que sporadiquement. Enfin la suture de l'Indus-Tsangpo marque la fermeture de la Néo-Téthys à l'origine de la collision entre l'Inde et l'Asie.

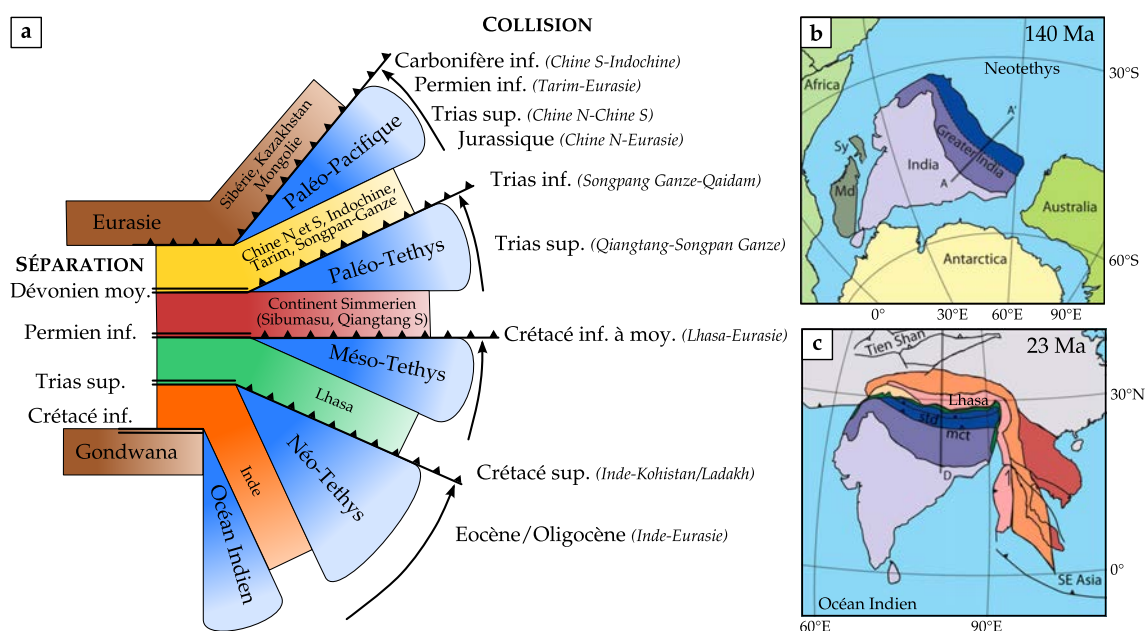


FIGURE 1.4 – Migration et accrétion des microcontinents du Gondwana au cours du Phanérozoïque. **a.** Diagramme schématique représentant les âges de séparation des blocs ainsi que les collisions des trois grandes accrétions de terranes qui ont dérivé du Gondwana vers le nord entraînant l'ouverture puis la fermeture de trois océans successifs (Paléo-, Mésio-, et Néo-Téthys), adapté d'après METCALFE (2013). **b.** La plaque indienne, encore liée au Gondwana au Crétacé inférieur. **c.** La collision Inde-Asie achevée à l'Oligocène. Les cartes paléogéographiques sont adaptées d'après VAN HINSBERGEN et al. (2012).

La collision Inde-Asie

La collision Inde-Asie suscite encore de nombreux débats, tant sur son âge que sur ses modalités. Nous allons ici présenter un modèle simplifié permettant de comprendre les grandes lignes de la collision. Pour plus de précisions, MASCLE et al. (2010) ou encore YIN (2010) par exemple proposent des synthèses plus détaillées.

Les subductions océaniques. À partir de l'Albien (112-100 Ma), le continent Indien se sépare du Gondwana et remonte vers le nord. Cette migration de la plaque Indienne entraîne de fait la disparition de la Néo-Téthys qui se fait le long de deux zones de subduction, l'une représentée actuellement par la suture de l'Indus-Tsangpo, l'autre par celle du Ladakh-Kohistan. Cette dernière, subduction intra-océanique, entraîne la formation d'un arc volcanique (l'arc du Kohistan) dont la collision avec le continent eurasiatique (c'est-à-dire le bloc de Lhassa) a lieu au Crétacé supérieur (MATTE et al., 1996).

La subduction continentale. Entre la subduction océanique et la formation des reliefs au cours de la collision continentale *stricto sensu*, une partie de la plaque indienne (le *Greater India*) aurait subduit sous le continent asiatique. Entre 57-55 Ma et 45-40 Ma on estime que 500 km de marge indienne auraient subduit. Dès l'Éocène inférieur (50 Ma), les faunes de grands mammifères fossiles et de rongeurs montrent des affinités entre les populations d'Inde et de Mongolie témoignant l'absence d'obstacle à la migration des espèces. A contrario dès l'Éocène moyen (40 Ma) on observe une endémisation des formes indiennes, reflétant la mise en place d'une barrière géographique stoppant le flux de gènes à l'origine d'une spéciation allopatrique (MASCLE et al., 2010).

La collision continentale. Bien que la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Eurasie ait nettement diminué (de 18-10 cm/an vers 55 Ma à 5 cm/an vers 40 Ma), elle persiste avec l'expansion de l'Océan Indien. On estime que le raccourcissement crustal de l'Inde et de l'Asie fut d'environ 1800 ± 200 km au cours des 40 derniers millions d'années (MASCLE et al., 2010). Ce raccourcissement conduit au ré-épaississement de la marge indienne et au raccourcissement de sa couverture sédimentaire. Une première chaîne se forme à l'Oligocène : le Haut Himalaya sédimentaire. Au cours du Miocène, la poursuite du déplacement vers le nord entraîne le clivage et le redoublement de la croûte indienne, formant une seconde chaîne plus élevée que la précédente, le Haut Himalaya cristallin, au dessus du grand chevauchement central (MCT). Actuellement, toujours sous l'effet de la convergence, s'effectue une nouvelle zone de clivage plus externe au niveau du grand chevauchement bordier (MBT). L'Inde continuant de s'enfoncer sous le MBT, le Moyen Himalaya se soulève et entraîne la création du relief que l'on connaît. En aval de la chaîne, les Siwaliks forment une série de chaînons constitués de matériel détritique Néogène à Quaternaire de type molassique (MASCLE et al. (2010), Figure 1.5).

1.2.2 La surrection des reliefs au Cénozoïque

En arrière de la collision, l'ensemble du continent asiatique se déforme, du Tibet jusqu'au lac Baïkal en Sibérie (par ex. JOLIVET et al., 2009). L'âge de la surrection des reliefs asiatiques ainsi que leur amplitude sont encore sujets à de nombreuses discussions. Il n'est pas question ici de faire une description exhaustive des recherches menées à ce sujet, mais de contraindre l'environnement de nos sites d'études. Pour cela nous nous efforcerons de faire une synthèse

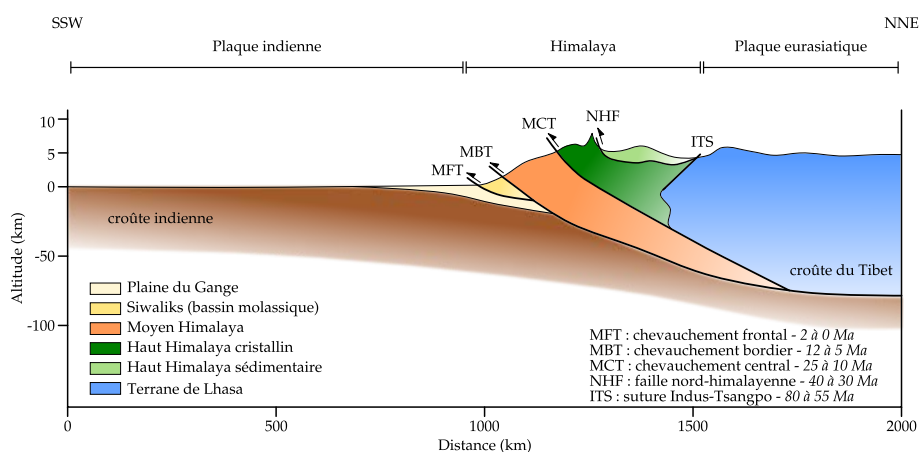


FIGURE 1.5 – Coupe schématique de l'Himalaya, adaptée d'après MASCLE et al. (2010). Les âges indiquent les intervalles de fonctionnement des accidents majeurs à l'origine d'un sous-charriage des différentes unités de plus en plus externe au cours du temps.

des études permettant de comprendre l'exhumation et la topographie des reliefs régionaux limitrophes à notre zone d'étude, c'est-à-dire le Tibet, les Kunlun Shan, le Tian Shan et le Pamir.

Soulèvement du plateau du Tibet

Malgré de nombreuses avancées scientifiques, l'histoire du soulèvement du Tibet reste mal contrainte et suscite de nombreux débats.

Au Crétacé, le dépôt de calcaires marins au niveau de la marge sud du Tibet indique que cette dernière devait être au niveau marin il y a environ 80 Ma (HENNIG, 1915). Bien qu'aucune donnée précise n'ait été acquise pour cette période au nord du Tibet ne pouvant contraindre son altitude, l'absence de tels calcaires marins dans le nord du Tibet indiquerait que cette région du plateau fut davantage élevée à cette période (MOLNAR et al., 2010).

Au cours des années 80-90, les scientifiques ont proposé des scénarios avec une croissance relativement progressive du plateau du Tibet depuis de faibles altitudes (<500 m) au moment de la collision Inde-Asie jusqu'aux altitudes que l'on connaît actuellement (cf modèles de ZHAO et MORGAN, 1987 et FIELDING, 1996, Figure 1.6). Plusieurs auteurs ont proposé que le Tibet aurait atteint son altitude maximale il y a 8 Ma (HARRISON et al., 1992 ; PAN et KIDD, 1992). Toutefois, au sud Tibet (COPELAND et al., 1987 ; HARRISON et al., 1992) ainsi qu'au nord du Tibet dans les Kunlun orientales (MOCK et al., 1999 ; JOLIVET et al., 2001) l'accélération de l'exhumation des roches est datée du début du Miocène, il y a ~20 Ma .

Cette vision de la croissance du Tibet est depuis quelques années déjà abandonnée, favorisant un plateau haut même avant la rencontre de l'Inde et l'Asie. En effet, avant la collision, les nombreux plis et chevauchements dans le sud-Tibet suggèrent que la marge sud de l'Eurasie était déjà haute (probablement aux alentours de 4000 m) comme l'est actuellement la marge andine (BURG et CHEN, 1984 ; KAPP et al., 2003b ; VOLKMER et al., 2007). Récemment des scientifiques chinois ont montré que, même si entourés de bassins relativement bas, les reliefs pouvaient

atteindre 4500 m il y a 60-54 Ma (DING et al., 2014). Après la collision, de nombreuses études à travers le plateau tibétain montrent de larges déformations ainsi que la réactivation des failles et sutures héritées traversant le Tibet (voir DAYEM et al. (2009) pour une synthèse). Dès la fin du Paléogène, un proto-plateau tibétain (comprenant les terranes du Qiangtang et de Lhasa) devait être aux alentours de 4000-5000 m avant de s'élargir progressivement vers le nord et le sud (TAPPONNIER et al., 2001 ; WANG et al., 2008, Figure 1.6c).

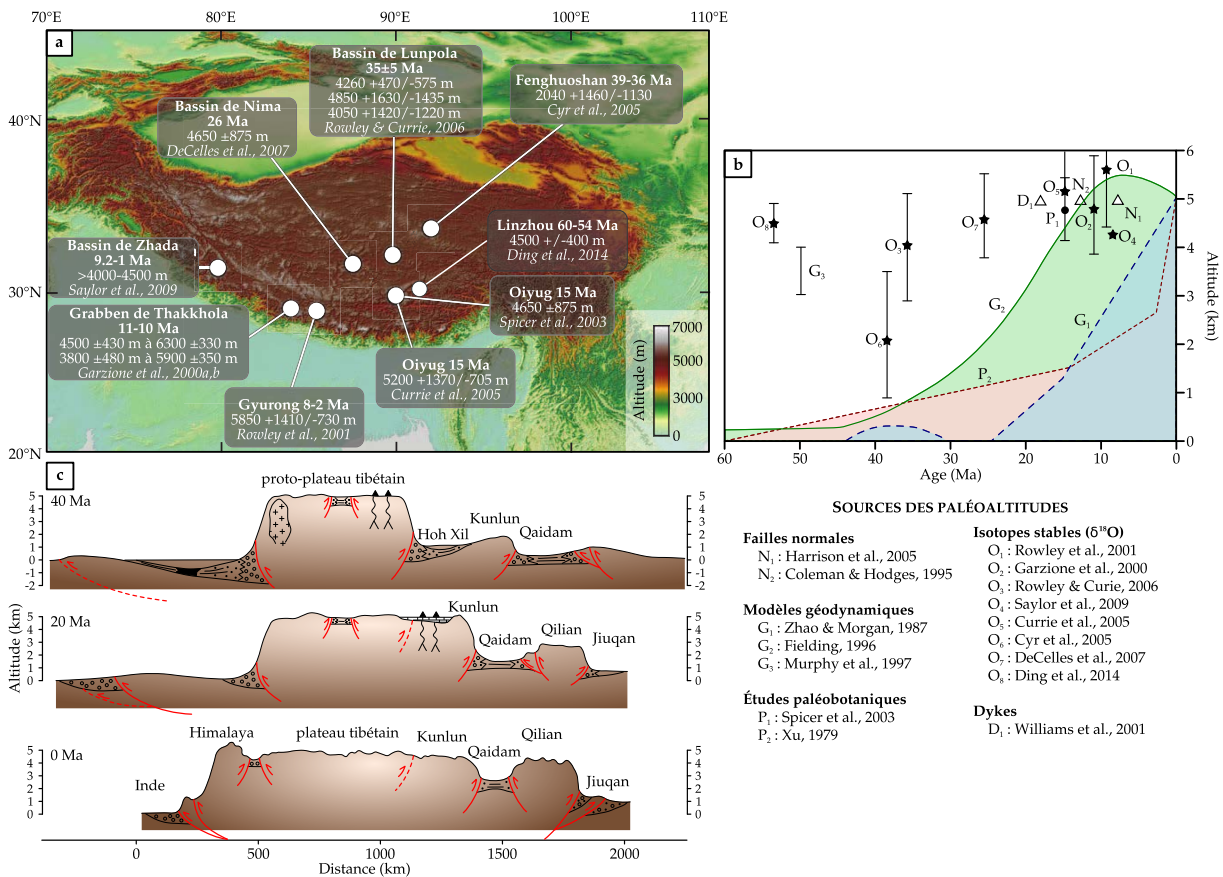


FIGURE 1.6 – a. Carte topographique du Tibet indiquant des estimations d'altitude pour le Tibet à un âge donné (voir les références dans MOLNAR et al., 2010). Lorsque plus d'une altitude est donnée, cela signifie que plus d'un horizon sédimentaire a été étudié. Hormis SPICER et al. (2003) qui ont basé leur estimation sur la taille et la forme de feuilles fossiles, l'ensemble des estimations est basé sur des valeurs de $\delta^{18}O$ de carbonate pédogénique. b. Propositions de paléo-altitudes du sud du plateau Tibétain au cours des derniers 60 Ma, adapté d'après HARRIS (2006) ; CLIFT et PLUMB (2008) ; MOLNAR et al. (2010) ; DING et al. (2014). c. Proposition d'un scénario de proto-plateau tibétain de haute altitude dès l'Éocène (40 Ma) et qui s'étendrait vers le nord et le sud au fur et à mesure de la convergence (modifié d'après WANG et al., 2008).

Une des avancées majeures dans ce débat concerne la quantification des paléo-altitudes (Figure 1.6). Bien que les incertitudes atteignent en général un millier de mètres, diverses études ont pu estimer des altitudes similaires à celles que l'on connaît à l'actuel dès l'Oligocène voire l'Éocène. Plusieurs de ces études se basent sur les rapports en isotopes stables de l'oxygène de sédiments calcaires. Observations et théories indiquent que la valeur de $\delta^{18}O$ des carbonates

devrait diminuer avec l'altitude du terrain au dessus duquel les condensations et précipitations s'effectuent (ROWLEY et al., 2001). Les méthodes de paléo-altimétrie se basent alors sur le postulat que sur de faibles distances, s'il n'y a pas de re-évaporation au cours des précipitations, les principes théoriques de la distillation de Rayleigh (voir chapitre 3 pour une explication) donnent un modèle de fractionnement isotopique fiable. A contrario, des études montrent que sur des circulations atmosphériques de plus grande échelle, la distillation de Rayleigh ne peut s'appliquer (HENDRICKS et al., 2000 ; LEE et al., 2007). Cependant, alors que les précipitations actuelles atteignant le sud du Tibet sont originaires du Golfe de Bengal et de la rivière du Brahmapoutre, les précipitations atteignant le nord du plateau, en plus d'être originaires de diverses sources océaniques autour du continent, viennent également d'un recyclage depuis la surface continentale (TIAN et al., 2001). Ainsi, le postulat de base pour appliquer la distillation de Rayleigh n'est plus respecté. Ceci rend encore plus difficile l'application de la méthode dans le passé où nombre de paramètres (température atmosphérique, origine des masses d'air, recyclage au cours de la migration etc.) restent inconnus ou peu contraints.

Soulèvement des chaînes d'Asie Centrale

À l'image du plateau tibétain, le soulèvement et la formation des reliefs des chaînes d'Asie Centrale au cours du Tertiaire est encore une question vivement débattue et les âges proposés peuvent varier d'un auteur à l'autre. Bien que des estimations de paléoaltitudes n'aient pas été menées dans les chaînes d'Asie Centrale, l'histoire de leur exhumation est l'objet de nombreuses études.

Kunlun Shan. La formation du relief dans la chaîne du Kunlun aurait été initiée il y a environ 40 à 45 Ma à l'Éocène moyen, et la topographie devait être déjà relativement importante à la fin de l'Éocène (~35 Ma, MOCK et al., 1999 ; JOLIVET et al., 2001 ; CLARK et al., 2010 ; ROHRMANN et al., 2012) en lien avec la surrection du plateau tibétain plus au sud (e.g. HARRIS, 2006).

Tian Shan. Dès le Crétacé, en lien avec la collision du bloc de Lhasa sur la marge sud du continent asiatique, la réactivation des structures héritées de l'orogénèse paléozoïque s'observe dans le Tian Shan (DUMITRU et al., 2001). Cependant, les datations thermochronologiques dans le bassin de Kashgar (bassin du Tarim) et dans la vallée d'Alaï indiquent que l'exhumation majeure du massif du Tian Shan par réactivation des chevauchements paléozoïques aurait commencé vers la limite Oligocène-Miocène il y a ~24-22 Ma. La propagation des chevauchements plus au sud aurait atteint le bassin de Kashgar à partir de ~19 Ma (SOBEL et al., 2006 ; DE GRAVE et al., 2012).

Pamir. D'après des données sédimentologiques (BURTMAN, 2000 ; YIN et al., 2002), de provenance (détritique terrigène) et d'isotopes stables (BERSHAW et al., 2012), thermochronologiques (SOBEL et DUMITRU, 1997 ; JOLIVET et al., 2001) et paléomagnétiques (THOMAS et al., 1994 ; YIN et al., 2002), plusieurs auteurs s'accordent pour dire que le chevauchement et l'exhumation du Pamir aurait eu lieu à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, entre 25 et 18 Ma. Cependant un soulèvement plus ancien aurait pu avoir lieu à l'Éocène moyen (~45-40 Ma)

mais les témoins sont rares et encore mal contraints (JOLIVET et al., 2001 ; YIN et al., 2002 ; AMIDON et HYNEK, 2010 ; CLARK et al., 2010 ; COWGILL, 2010)

1.3 L'ASIE CENTRALE AU COURS DU PALÉOGÈNE : ALLERS-RETOURS D'UNE MER DISPARUE

1.3.1 Synthèse de la paléogéographie asiatique au Cénozoïque

Tandis que l'Inde se rapproche de l'Eurasie, entraînant la fermeture de la Néo-Téthys, le territoire asiatique se réorganise. Une vaste mer épicontinentale (la Proto-Paratéthys) envahit l'Europe et l'Asie Centrale à la fin du Crétacé puis se retire du continent à la fin de l'Éocène (~37 Ma ; BOSBOOM et al., 2014c). En parallèle, de nouveaux bassins s'ouvrent comme la Mer de Chine du sud (ou mer de Chine méridionale) pendant l'Oligocène (WANG et al., 2003), tandis que la péninsule indochinoise est extrudée vers le sud-est (TAPPONNIER et al., 1990).

Par ailleurs, en réponse à la collision continentale, la surrection des reliefs s'accroît à partir de l'Oligo-Miocène (Figure 1.7). Dans ce contexte paléogéographique particulier, nous allons nous concentrer sur l'arrivée et le retrait de la Proto-Paratéthys dont les témoins sont enregistrés dans les sections étudiées au cours de cette thèse (cf Figure 1.2a).

1.3.2 Paléogéographie et stratigraphie paléogène en Asie Centrale

Datation et extension des incursions marines paléogènes

Le mer a envahi cinq fois notre zone d'étude entre le Crétacé supérieur et la fin de l'Éocène avant de se retirer définitivement vers l'ouest (BURTMAN et MOLNAR, 1993 ; LAN et WEI, 1995 ; BURTMAN, 2000 ; BOSBOOM et al., 2011). Cette mer était initialement connectée au domaine de l'Arctique avant son retrait et sa séparation une fois le détroit de Turgai fermé. Formellement, le terme de Paratéthys, tel qu'il a été défini, ne s'applique qu'après la transition Éocène-Oligocène (DERCOURT et al., 1993 ; RUSU et al., 2004). Notre étude étant antérieure à ceci, nous appellerons cette large mer la Proto-Paratéthys bien que certains auteurs l'aient nommée précédemment la mer Tadjike, la mer du Tarim ou encore la mer de Turan (e.g. BURTMAN et MOLNAR, 1993 ; POPOV, 2004).

D'après la littérature chinoise, la première incursion marine en Asie Centrale a eu lieu au début du Crétacé supérieur avec une transgression au Cénomaniens précédant une régression au Turonien supérieur. Il s'agissait d'une mer large, stable, peu profonde et largement connectée aux domaines de la Téthys et de l'Arctique. Une fois partie, la mer revient en Asie Centrale au Coniacien avant de se retirer de nouveau au Maastrichtien. On y trouvait de nombreux récifs carbonatés à rudistes montrant un environnement de plate-forme peu profonde. Les corrélations faunistiques montrent que le Tarim était alors en contact avec la subprovince de l'est de la Méditerranée (LAN et WEI, 1995).

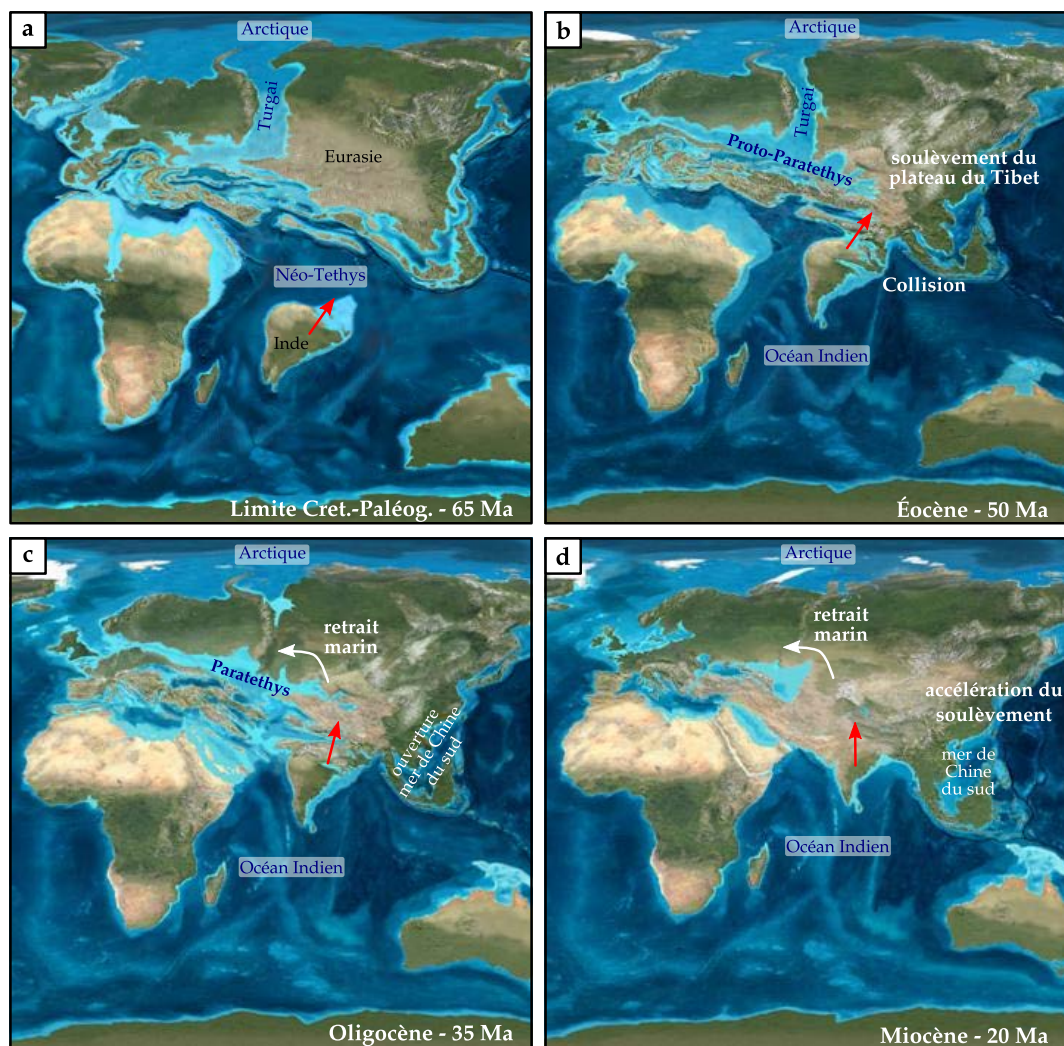


FIGURE 1.7 – Évolution de la paléogéographie de l'Asie au cours du Cénozoïque : à la limite Crétacé-Paléogène, 65 Ma (a.) ; à l'Éocène, 50 Ma (b.) ; à l'Oligocène, 35 Ma (c.) et au Miocène, 20 Ma (d.). Source des cartes paléogéographiques : <http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/> (Blakey, NAU).

Au Paléogène, la Proto-Paratéthys est une vaste mer peu profonde avec un environnement de faible énergie. Les huîtres constituent la principale faune préservée et sont adaptées à une eau de mer chaude relativement stable, de salinité normale et de faible énergie.

Au début de la troisième transgression marine, les communautés de *Pycnodonte camelus-Eomeretrix suzaklensis* et *Ostrea bellovacina-Panopea corrugata* s'installent dans le bassin du Tarim et sont associées avec les foraminifères *Globorotala angulata*, *Nonionellina pizarensis*, *Anomalina luxoversis* ainsi qu'avec l'assemblage de gastropodes *Niso angusta-Turritella edita*, indiquant un âge Paléocène (LAN et WEI, 1995). Par ailleurs, l'huître *Ostrea bellovacina* est retrouvée dans le bassin du Fergana et jusqu'en Europe occidentale (Angleterre, France et Belgique) montrant une large ouverture de la mer vers l'ouest (LAN et WEI, 1995). L'espèce *Flemingostrea hemiglobosa* qui colonise l'Asie Centrale à la suite de la communauté *Ostrea bellovacina-Panopea corrugata* est

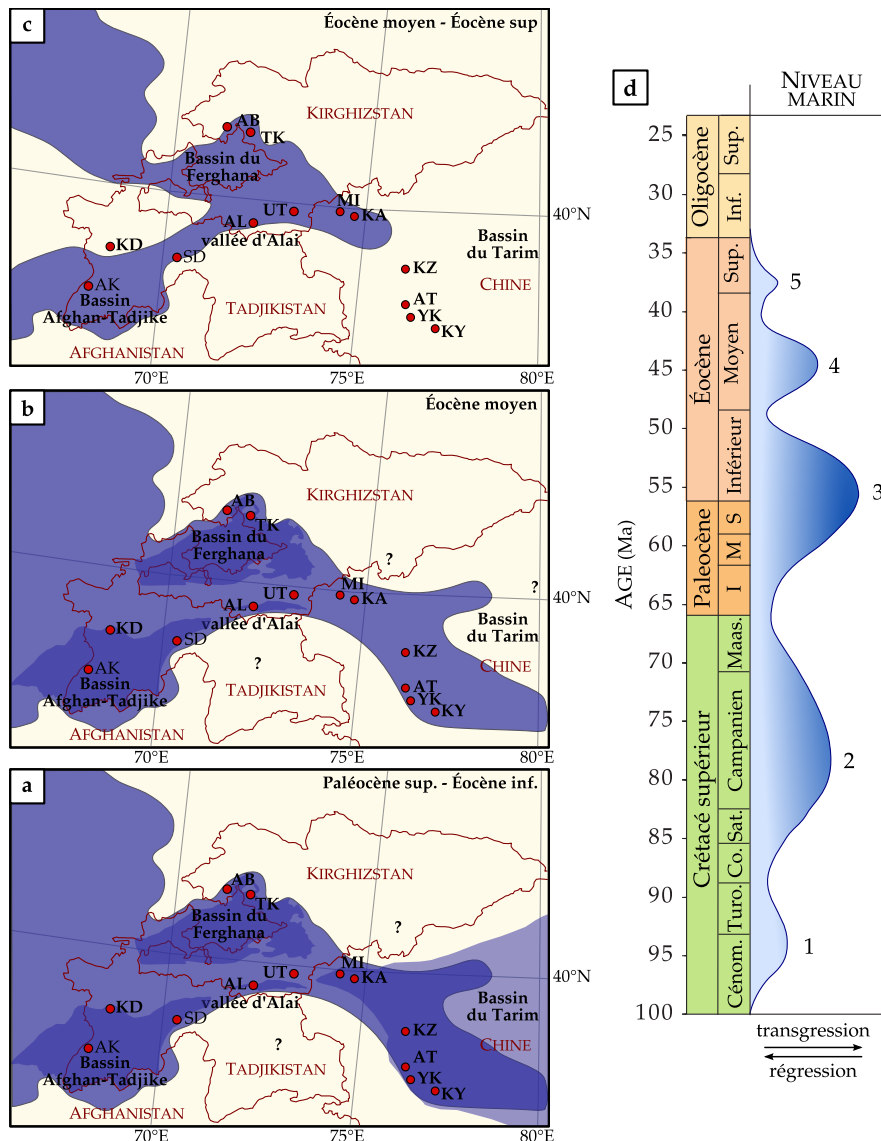


FIGURE 1.8 – Incursions marines en Asie Centrale au cours de l'Éocène. **a.** Troisième incursion marine dont la transgression est datée du Thanétien (Paléocène sup.) et la régression de l'Yprésien (Éocène inf.). **b.** Quatrième incursion marine dont la transgression est datée du Lutétien et la régression à environ -41 Ma. **c.** Cinquième incursion marine dont la transgression est datée du Bartonien supérieur et la régression du Priabonien inférieur. **d.** Évolution générale du niveau marin dans le bassin du Tarim au cours des derniers 100 Ma. La période qui nous intéresse comprend les trois incursions marines paléogènes, du Paléocène à l'Éocène supérieur. Modifié et adapté d'après Bosboom (2013).

retrouvée dans le bassin Tadjike, au nord de l'Afghanistan, en Iran, au nord de l'Afrique ainsi qu'en Europe de l'ouest (France et Belgique) (LAN et WEI, 1995). Ceci témoigne d'une large extension de la mer au Paléocène et à l'Éocène inférieur à travers le continent Eurasiatique.

Au cours de la quatrième transgression, la communauté à huîtres *Ostrea strictiplicata*-*Ostrea cizancourti* colonise l'ouest du Tarim. Elle est associée d'une part avec l'assemblage de gasté-

ropodes *Cerithium tristichum-Niso constricta* daté du Cusien (Yprésien supérieur) dans le bassin de Paris, d'autre part avec les foraminifères benthiques *Anomalinoïdes*, *Cibicides entendus* et *C. artemi* qui sont des taxons courants de l'Éocène dans le bassin de Paris (LAN et WEI, 1995). Par ailleurs, la communauté est retrouvée dans des sédiments ukrainiens datés de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen (LAN et WEI, 1995). En plus d'indiquer une large ouverture de la mer jusqu'en Europe de l'ouest, ceci nous permet de dater la quatrième transgression marine vers la fin de l'Éocène inférieur (il y a environ 48 Ma). Une approche combinant magnéto- et biostratigraphie, a permis de dater les derniers sédiments marins de la section d'Aertashi (correspondant à la fin de la quatrième régression majeure) à ~41 Ma (fin Lutétien-début Bartonien, BOSBOOM et al., 2014b). L'espèce *Sokolowia buhsii*, datée de l'Éocène moyen (LAN et WEI, 1995 ; LAN, 1997) affleure à travers toute la Paratéthys en Asie centrale (VYALOV, 1937), au nord-ouest de l'Afghanistan (BERIZZI, 1970), au nord de l'Iran (GREWINGK, 1853) et jusque dans le bassin Transylvanien en Roumanie (RUSU et al., 2004). Ceci témoigne encore d'une large ouverture de la Proto-Paratéthys au cours de cette quatrième incursion marine.

Finalement la cinquième et dernière incursion marine entraîne la formation d'une mer très étroite reliant les bassins du Tarim, Tadjike-Afghan et Ferghana, avec des eaux peu profondes, mais contenant un biotope prospère (LAN et WEI, 1995). L'extension des faunes de cette incursion marine est beaucoup plus réduite que précédemment. L'espèce *Platygena asiatica* affleure au Soudan, au nord de l'Afrique et essentiellement en Asie Centrale. Les espèces *Ferganea bashibulakeensis* et *Cubitostrea tinashaneensis* montrent une extension encore plus restreinte et n'affleurent que dans les bassins du Tarim, du Ferghana et Tadjike. D'après les datations biostratigraphiques issus de la littérature chinoise, la transgression de cette mer se serait faite à la fin de l'Éocène moyen et sa régression à l'Oligocène inférieur (LAN et WEI, 1995). Cependant, une récente étude combinant bio et magnéto-stratigraphies a permis de préciser l'âge de la cinquième et dernière incursion marine. Elle a ainsi été datée à la section de la Mine (Figure 1.2) entre le Bartonien supérieur et le Priabonien inférieur soit entre ~38,0 Ma et ~36,7 Ma (BOSBOOM et al. (2014c), Figure 1.8).

D'après les corrélations biostratigraphiques, et compte tenu de la faible profondeur de la Proto-Paratéthys, les incursions marines seraient quasi-synchrones dans les bassins du Tarim, du Fergana, Afgan-Tadjike et dans la Vallée d'Alaï (BOSBOOM, 2013 ; BOSBOOM et al., 2014a).

Lithostratigraphie des coupes paléogènes

La tectonique tertiaire n'a que peu affecté la préservation des dépôts créacés et cénozoïques. On retrouve ainsi des sections quasi-continues de la fin du Crétacé au Néogène, de l'ouest du bassin du Tarim jusqu'au Tadjikistan. Le fort effet de foehn créé par les reliefs bordants les bassins étudiés entraîne un faible couvert végétal et un climat semi-aride à aride. Ceci laisse affleurer des sédiments relativement peu altérés et bien exposés facilitant leur étude (Figure 1.9).

Les dépôts créacés au sud-ouest du bassin du Tarim peuvent être subdivisés en quatre principales formations d'âge décroissant : Kukebai, Wuyitake, Yigezia, Tuyiluoke (MAO et NORRIS, 1988 ; LAN et WEI, 1995 ; BOSBOOM et al., 2011). Les formations de Kukebai et Yigeziya contiennent

les sédiments marins correspondant aux première et deuxième transgressions marines respectivement (LAN et WEI, 1995). Au Paléogène, cinq formations se succèdent : Aertashi, Qimugen (inférieure et supérieure), Kalatar, Wulagen, Bashibulake (MAO et NORRIS, 1988 ; LAN et WEI, 1995 ; BOSBOOM et al., 2011). Alternant entre sédiments marins côtiers et continentaux, elles correspondent aux trois dernières incursions marines dans le bassin. Finalement, à la fin du Paléogène et au Néogène les formations Kezilouyi, Anjuan et Pakabulake sont strictement continentales et témoignent de l'accélération de la surrection des Kunlun, Pamir et/ou Tian Shan. Un résumé des lithologies de chacune de ces formations est proposé en Figure 1.10 ainsi que le nom des formations équivalentes dans les bassins du Ferghana, de l'Alaï, et Afghan-Tadjike.

Une synthèse lithostratigraphique à travers l'ensemble des sections d'étude a été proposée par BOSBOOM (2013) au cours de sa thèse. Cette synthèse a constitué une base pour mon travail, me permettant de cibler les meilleurs bancs à huîtres à échantillonner. Les figures 1.11, 1.12 et 1.13 regroupent ces synthèses et positionnent les fossiles étudiés dans les chapitres 5, 6 et 7.

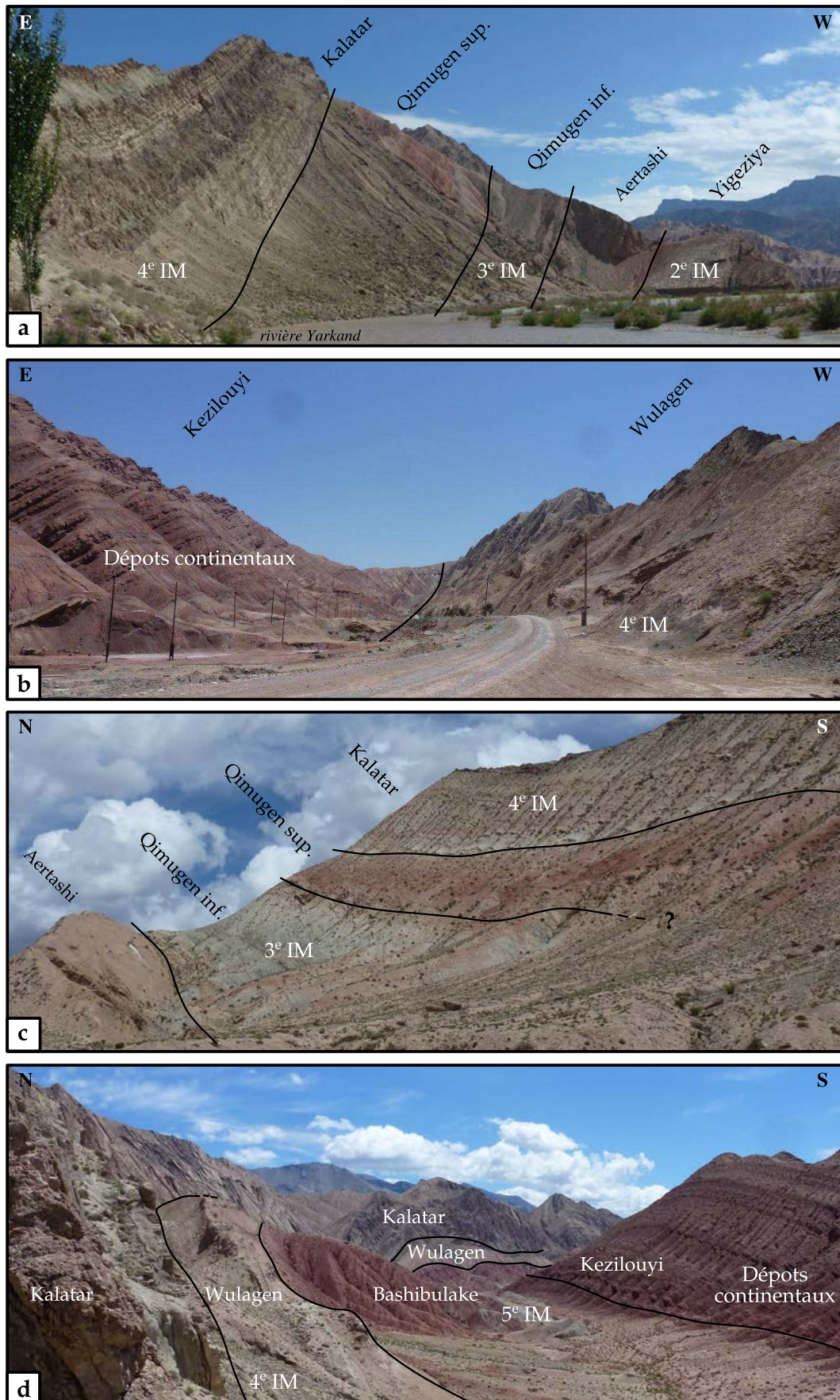


FIGURE 1.9 – Affleurement des sections d’Aertashi au sud-ouest a.-b. et de la Mine à l’ouest c.-d. du bassin du Tarim. IM = incursion marine.

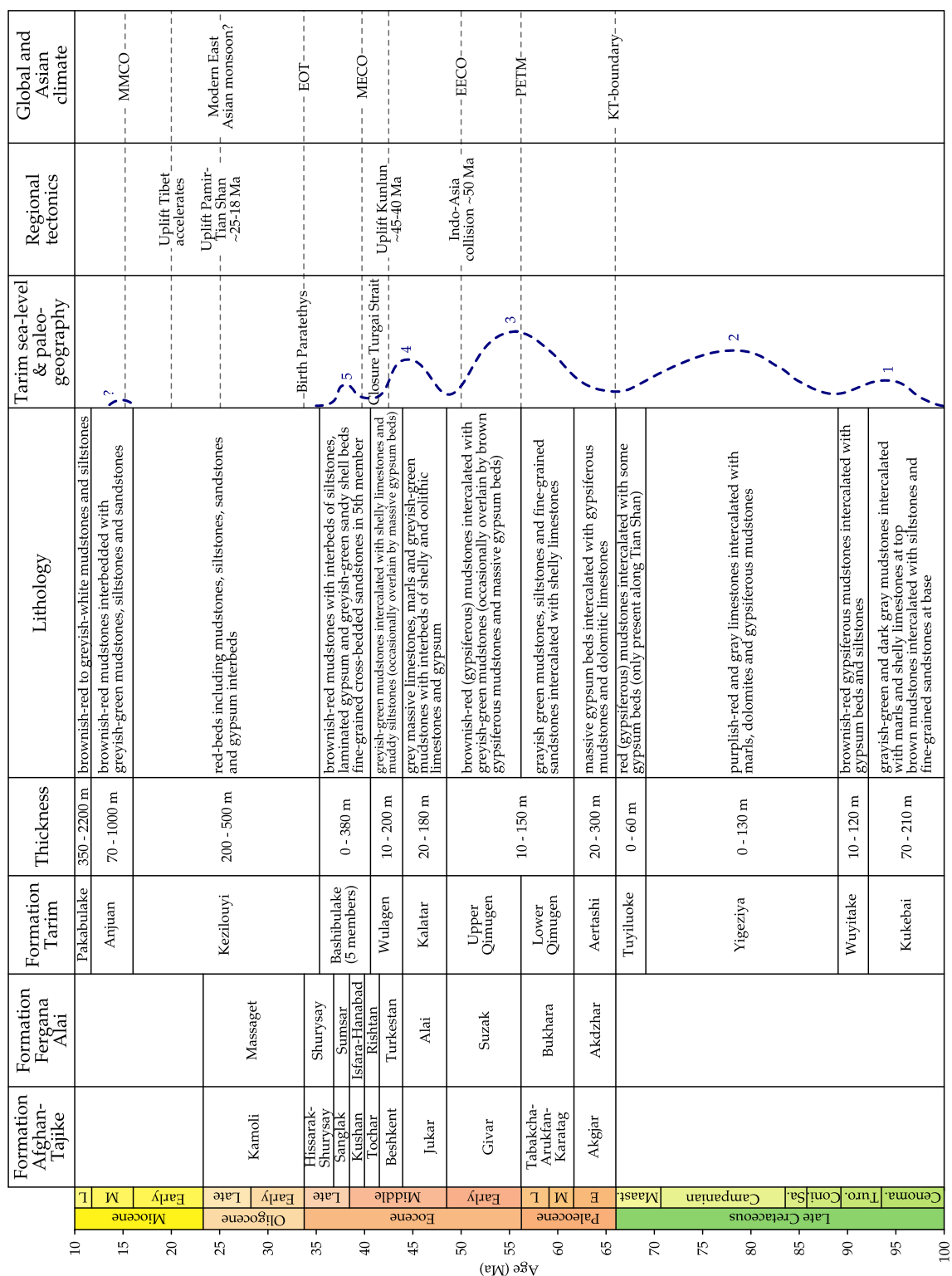


FIGURE 1.10 – Description lithostratigraphique des différentes formations en Asie Centrale entre le Crétacé supérieur et le Miocène. La nomenclature utilisée n'est pas la même selon les pays (Chine, Kirghizstan et Tadjikistan) mais les formations ayant les mêmes lithologies et le même contenu fossilifère (notamment en terme de bivalves) peuvent être corrélées à travers le bassin de la Proto-Paratéthis. Les principaux événements tectoniques et climatiques globaux et régionaux sont indiqués permettant de mieux cadrer le contexte géologique. Cette synthèse est adaptée d'après [Bosboom \(2013\)](#). MMCO = *Middle Miocene Climatic Optimum*, EOT = *Eocene-Oligocene Transition*, MECO = *Middle Eocene Climatic Optimum*, PETM = *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*.

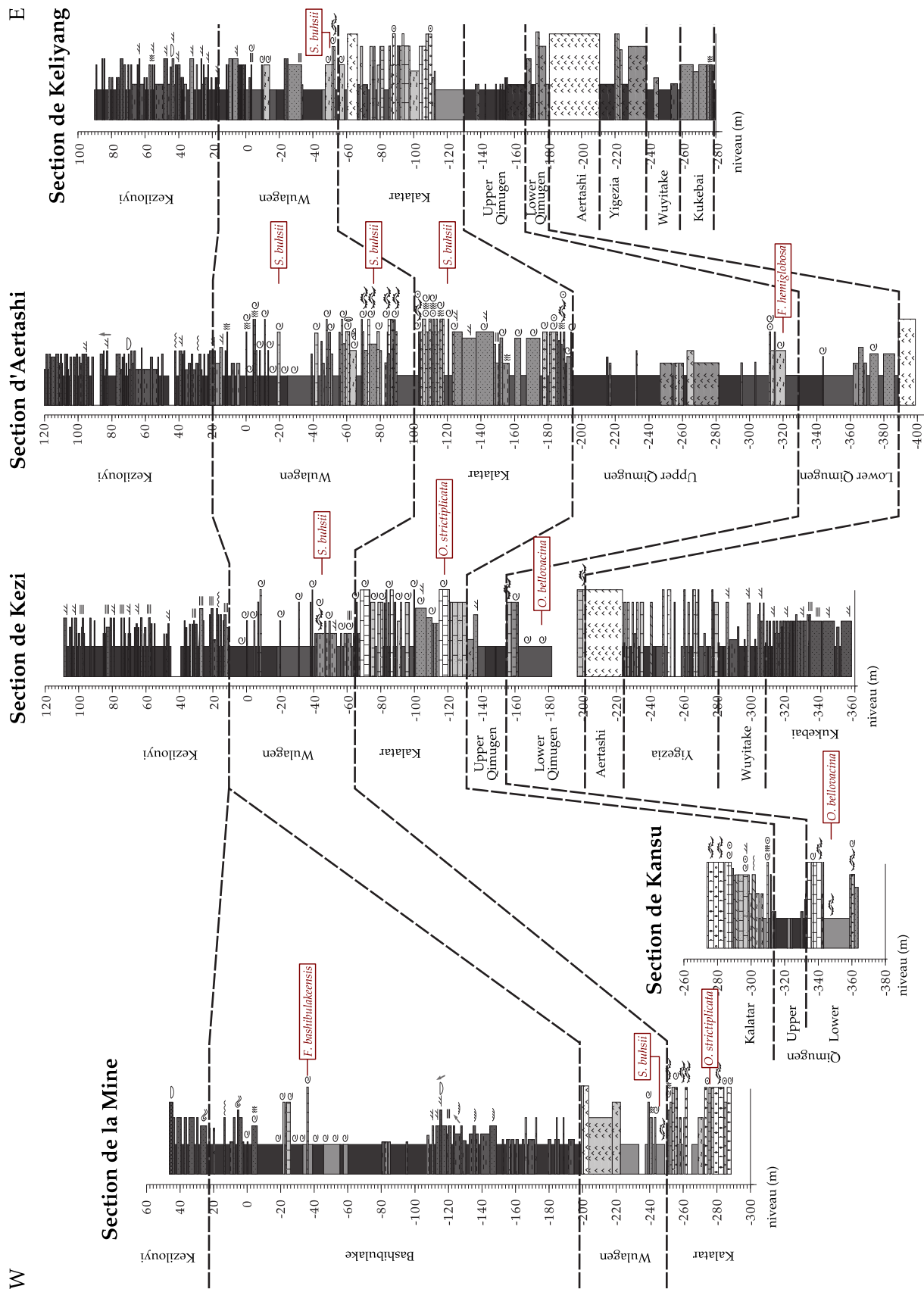


FIGURE 1.11 – Lithostratigraphie des sections chinoises étudiées (légende sur la figure 1.12). En rouge sont indiqués les noms des espèces dont les spécimens ont été étudiés dans les chapitres 5, 6 et 7. Les coupes complètes et les corrélations proviennent de R. Bosboom (comm. pers.).

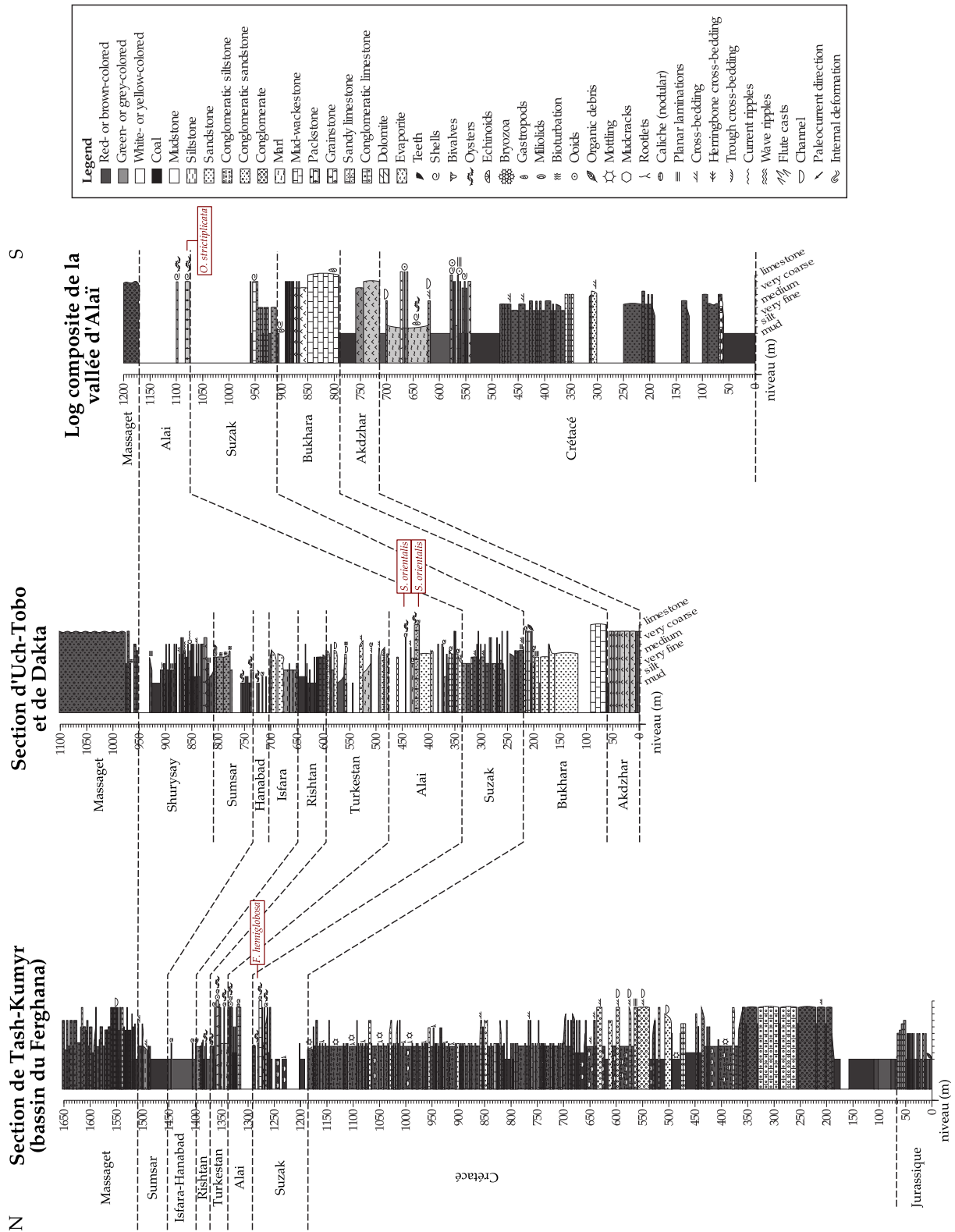


FIGURE 1.12 – Lithostratigraphie des sections kirghizes étudiées. En rouge sont indiqués les noms des espèces dont les spécimens ont été étudiés dans les chapitres 5, 6 et 7. Les coupes complètes et les corrélations proviennent de R. Bosboom (comm. pers.).

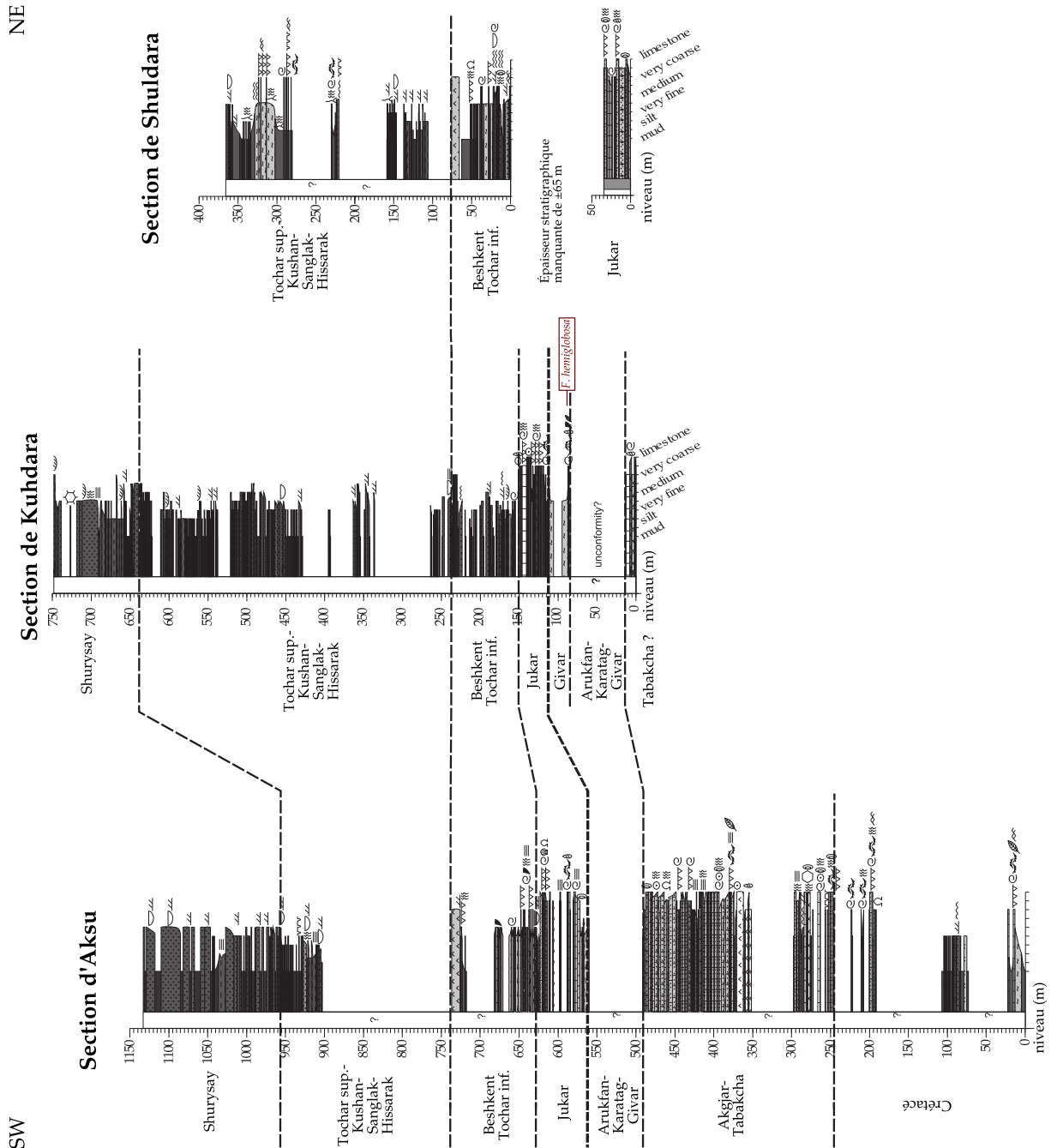


FIGURE 1.13 – Lithostratigraphie des sections tadjikes étudiées (légende sur la figure 1.12). En rouge sont indiqués les noms des espèces dont les spécimens ont été étudiés dans les chapitres 5, 6 et 7. Les coupes complètes et les corrélations proviennent de R. Bosboom (comm. pers.).

CONTEXTE CLIMATIQUE : ÉVOLUTION DU CLIMAT ASIATIQUE AU CÉNOZOÏQUE

2.1 CLIMAT GLOBAL, DU GREENHOUSE À L'ICEHOUSE

Malgré les nombreuses polémiques autour du réchauffement climatique, la présence de calottes glacières et de glace de mer aux pôles montre que nous sommes actuellement dans un climat relativement froid, appelé *icehouse*. Le climat que nous connaissons est le résultat d'un refroidissement graduel depuis 50 Ma (Figure 2.1) dont les causes restent encore incertaines et vivement débattues. Le facteur le plus probable reste une diminution drastique du CO₂ atmosphérique mais il n'est pas encore clair si ce changement est dû à une diminution d'apport de CO₂ via une baisse de l'activité des dorsales océaniques ou à une augmentation du piégeage de CO₂ via à un accroissement de l'érosion et un enfouissement de matière organique (RUDDIMAN, 2001).

Le début du Cénozoïque est marqué par une période globalement sans glace pérenne aux pôles, dite de *greenhouse*. Cette période voit notamment l'existence de plusieurs réchauffements abrupts très brefs (entre 10 et 200 ka) au cours du Paléocène et de l'Éocène : les événements hyperthermiques (voir Annexe A pour plus d'informations). Le plus connu d'entre eux se situe à la fin du Paléocène, il y a 55,5 Ma (PETM, *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*; KENNETT et STOTT, 1991; ZACHOS et al., 2001; ZACHOS et al., 2008). Le refroidissement global commença suite à l'Optimum Climatique de l'Éocène inférieur (EECO, *Early Eocene Climatic Optimum*), il y a environ 50 Ma, jusqu'à la transition Éocène-Oligocène (EOT, *Eocene-Oligocene Transition*), il y a 33,9 Ma. Cette dernière marque le passage à un climat de type *icehouse* avec la formation de calottes glacières en Antarctique (ZACHOS et al., 2001). Entre l'EOT et la fin de l'EECO, la présence de calottes ou proto-calottes reste encore sujette à controverses. Cette période, dite de *doubthouse*, serait une sorte de transition entre les deux extrêmes. C'est dans ce contexte climatique global du Paléogène, transitant du *greenhouse* au *doubthouse*, que s'inscrit cette thèse.

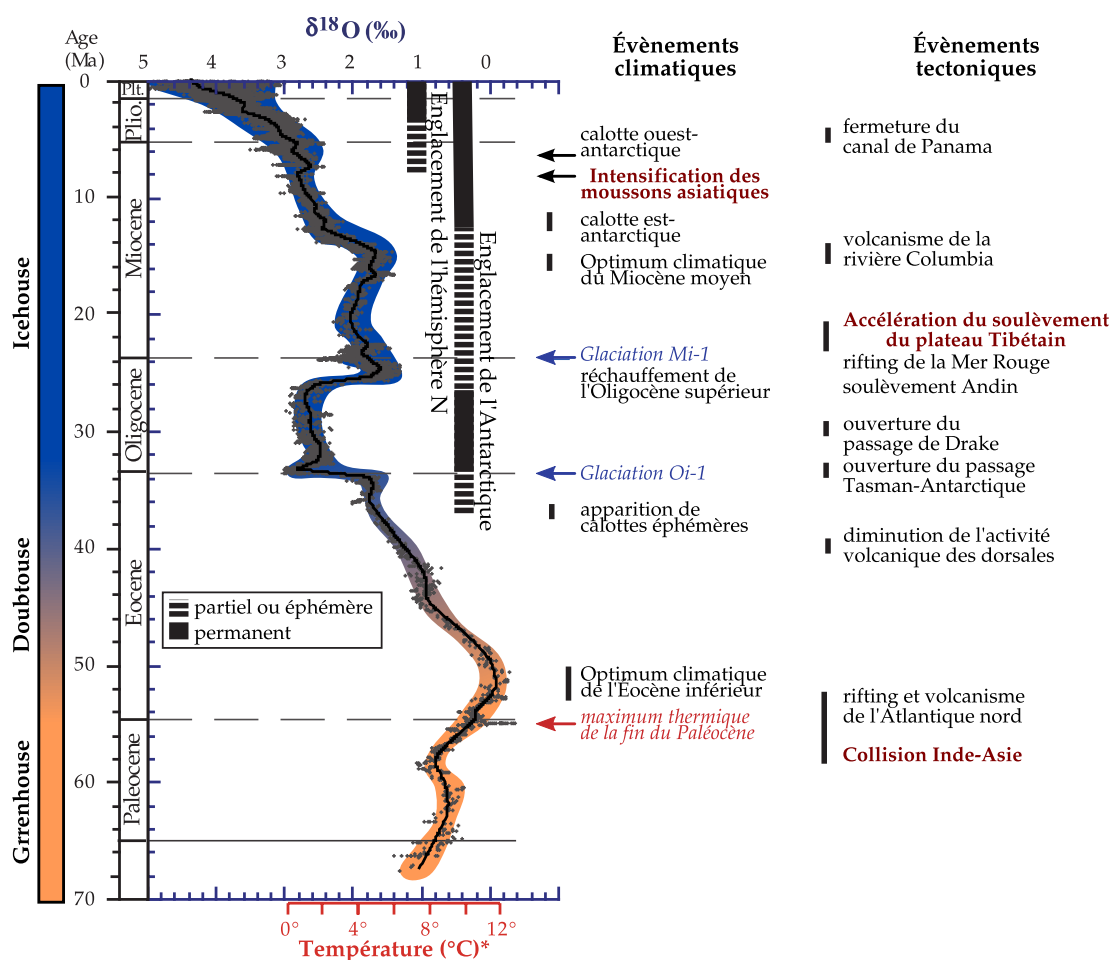


FIGURE 2.1 – Évolution du climat global au cours du Cénozoïque, adapté d'après ZACHOS et al. (2001). Les principaux évènements tectoniques et climatiques pendant cette période sont indiqués.

2.2 ÉVOLUTION ET INTENSIFICATION DES MOUSSONS AU CÉNOZOÏQUE

2.2.1 Le climat de mousson asiatique

De son extrémité orientale jusqu'en Asie Centrale, le climat asiatique se caractérise par une importante dualité entre un climat humide à l'est et au sud et un climat semi-aride à aride au nord et à l'ouest (Figure 2.2a). Faisant intervenir des bilans hydriques complémentaires, ces deux climats sont intimement liés par ce qu'on appelle le système de mousson au sens large.

Le terme de « mousson » est dérivé du mot arabe *mausim* qui signifie saison. La mousson *stricto sensu* résulte de la migration saisonnière de la cellule atmosphérique de Hadley entraînant une inversion de la direction des vents entre été et hiver. En raison de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, la zone de convergence intertropicale (ZCIT, correspond à la zone maximale d'insolation) se retrouve tantôt décalée vers l'hémisphère sud océanique durant l'été austral, tantôt décalée vers l'hémisphère nord continental durant l'été boréal (Figure 2.2b). La différence

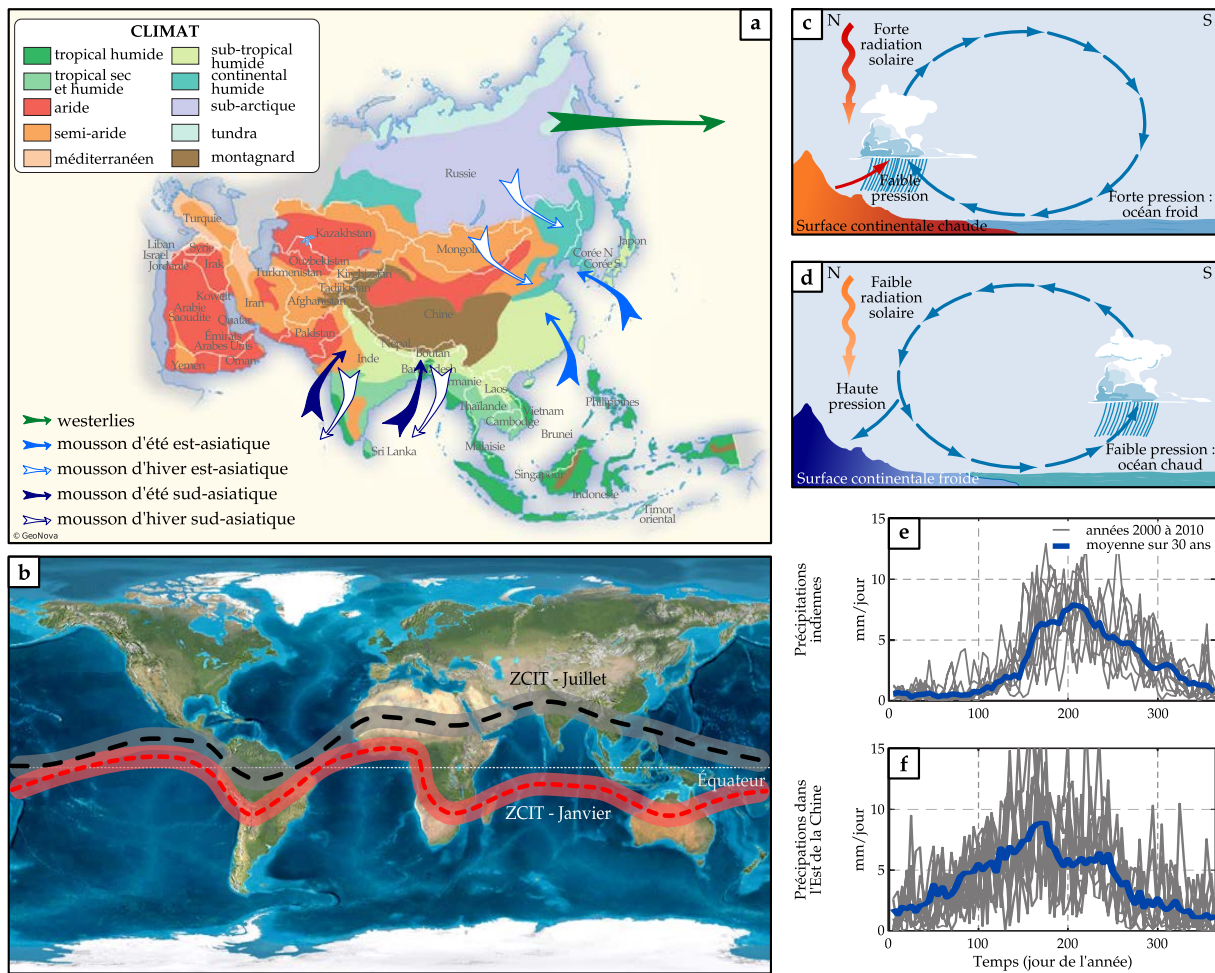


FIGURE 2.2 – La mousson asiatique : principes et définitions. **a.** Zones climatiques en Asie. Les climats peuvent être définis en fonction de la quantité des précipitations annuelles : climat humide < 1200 mm < climat sub-humide < 800 mm < climat semi-aride < 400 mm < climat aride (ZHANG et al., 2012). On note ici une nette dualité entre climat humide au sud et à l’est et un climat sec au nord et à l’ouest. Source de la carte : <http://maps.howstuffworks.com/asia-climate-map.htm>. **b.** Position actuelle de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) migrant tantôt vers le nord au mois de juillet, tantôt vers le sud au mois de janvier, inspirée d’ALLEN et ARMSTRONG, 2012, sur un fond de carte de Blakey, NAU (<http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/>). **c.** Principe de la mousson d’été : migration des vents humides vers le continent chaud à l’origine d’une dépression atmosphérique entraînant de fortes précipitations. **d.** Principe de la mousson d’hiver : migration des vents vers l’océan, d’après RUDDIMAN (2001). **e.-f.** Quantification des précipitations en Inde (mousson sud-asiatique) et dans l’est de la Chine (mousson est-asiatique) au cours de l’année, d’après MOLNAR et al., 2010.

de capacité calorifique entre l’océan et les terres émergées (qui s’échauffent et se refroidissent plus vite que les mers) modifie alors la direction de la zone de convection atmosphérique sous les tropiques. Durant l’été boréal, l’océan plus froid que le continent est au niveau d’un anticyclone tandis que l’ensemble du continent (en particulier l’Asie Centrale, y compris le plateau tibétain) se réchauffe rapidement. Il en résulte une zone de basse pression attirant les vents chargés d’humidité qui migrent vers le nord. De fortes précipitations s’abattent alors sur le continent

asiatique : on parle de mousson d'été (Figure 2.2c). À l'inverse, durant l'hiver boréal, l'océan plus chaud que le continent est une zone de dépression et les vents froids et secs migrent vers le sud : on parle de mousson d'hiver (Figure 2.2d).

On distingue la mousson sud-asiatique (ou mousson indienne) dont les précipitations ont lieu de juin à septembre (Figure 2.2e) de la mousson est-asiatique dont les précipitations ont lieu d'avril à juin (Figure 2.2f). La mousson sud-asiatique touche l'Inde, la péninsule indochinoise et le sud de la Chine. Il s'agit d'une mousson classique où les précipitations ont lieu en quasi totalité dans la zone intertropicale. La mousson est-asiatique touche quant à elle la Chine, la péninsule Coréenne et le Japon. Cette dernière est extra-tropicale par nature, fait également intervenir des courants jet (westerlies) et est influencée par le phénomène El Niño-Southern Oscillation et la cellule de Walker (CHOU, 2003). Le terme de mousson *stricto sensu* est dans ce cas inapproprié mais largement utilisé dans le langage courant et scientifique (MOLNAR et al., 2010).

D'un point de vue géochimique la dualité climatique asiatique se reflète dans la composition isotopique des eaux météoriques. En effet, la composition en isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et de l'hydrogène (δD) des eaux de pluie va dépendre de deux principaux facteurs : la quantité de pluie tombée depuis la source des nuages et la température atmosphérique (voir l'explication de la distillation de Rayleigh dans le chapitre 3). Dans les régions où il y a une influence des moussons, les fortes précipitations entraînent fractionnement important de la composition isotopiques des pluies (on appelle cela l'effet de quantité). Ainsi le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations est très négatifs en été (zone bleue, Figure 2.3). Au contraire dans les régions asiatiques non affectées directement par la mousson (régions semi-arides à arides), le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations est beaucoup plus sensible aux variations saisonnières de température entraînant une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ en été (zone jaune, Figure 2.3) (ARAGUÁS-ARAGUÁS et al., 1998 ; JOHNSON et INGRAM, 2004). Cette nette zonation de la composition isotopique des pluies coïncide directement avec l'influence des différentes masses d'air contrôlant les régimes climatiques (Figure 2.3).

2.2.2 Les moussons asiatiques : forçages

Bien que le phénomène de mousson se retrouve également sous les tropiques africains et sud-américains (RUDDIMAN, 2001), la mousson asiatique reste la plus intense et la plus brutale sur Terre. Ceci est lié à plusieurs phénomènes géomorphologiques distincts :

- une position latitudinale adéquate du continent asiatique au delà de 10° de latitude et au nord de l'Océan Indien (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999 ; ALLEN et ARMSTRONG, 2012) ;
- un large continent favorisant un climat hyper-continental sur les terres émergées amplifiant le contraste thermique entre terres et mers (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999 ; ZHANG et al., 2007a) ;
- de nombreux océans (océan Indien, océans Pacifique sud et nord, Mer de Chine Méridionale) à l'origine de sources d'humidité variées (ZHANG et al., 2007b) ;

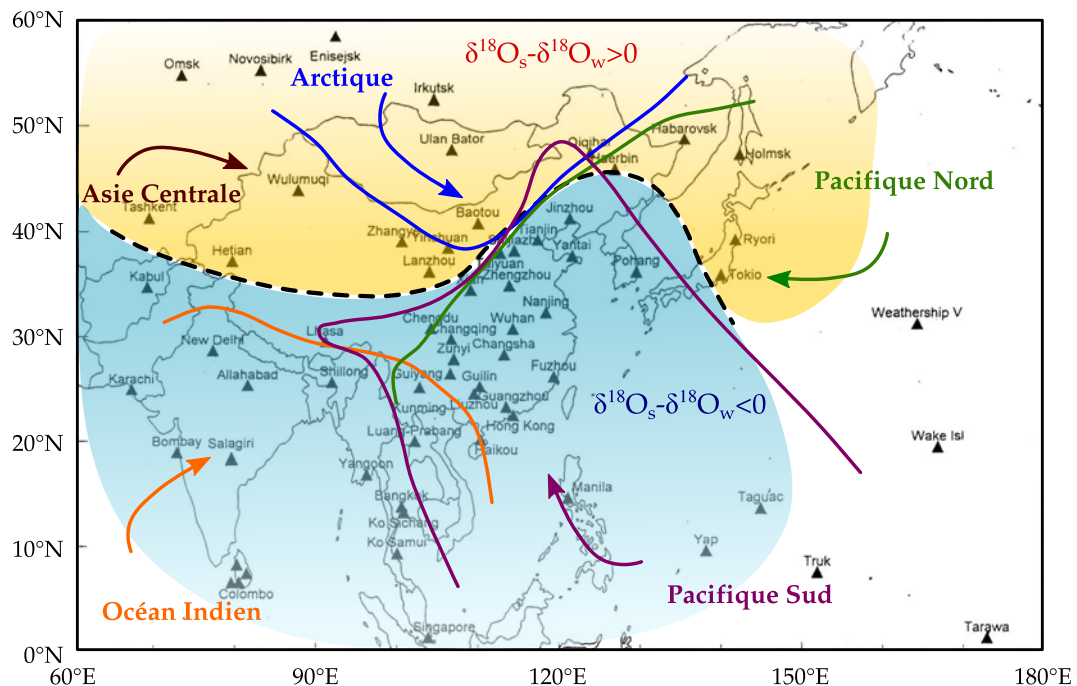


FIGURE 2.3 – Représentation schématisée de l'extension maximale des masses d'air contrôlant les zones climatiques et les régimes de précipitations en Asie. Lorsque la différence entre les compositions isotopiques des pluies estivales ($\delta^{18}\text{O}_s$) et hivernales ($\delta^{18}\text{O}_w$) est positive, la composition isotopique météorologique est principalement influencée par la température (zone jaune). À l'inverse, lorsque la différence $\delta^{18}\text{O}_s - \delta^{18}\text{O}_w$ est négative, la composition isotopique météorologique est principalement influencée par la quantité des précipitations (zone bleue). La ligne en pointillés qui sépare ces deux zones coïncide avec la zone d'extension maximale de la ZCIT pendant l'été. Compilation d'après des données d'ARAGUÁS-ARAGUÁS et al. (1998).

- une barrière orographique créée par les reliefs asiatiques (Himalaya-Tibet) bloquant les circulations atmosphériques (HAHN et MANABE, 1975 ; PRELL et KUTZBACH, 1992 ; BOOS et KUANG, 2010).

Influence des reliefs

De par la complexité des interactions entre tectonique et climat, la surrection des reliefs asiatiques et son influence sur le climat de moussons a suscité de nombreuses études. PRELL et KUTZBACH (1992) furent les premiers à faire un lien explicite entre l'altitude actuelle du plateau tibétain et l'intensité des moussons. La plupart des scientifiques s'accordent sur le fait que la mousson est-asiatique est principalement affectée par le plateau du Tibet, alors que l'Himalaya joue un rôle majeur sur la mousson sud-asiatique (voir MOLNAR et al., 2010 pour une synthèse). Cependant le rôle du plateau tibétain est encore vivement débattu et deux écoles semblent s'opposer. En effet, le Tibet peut interagir avec l'atmosphère de deux façons :

- (1) en tant que barrière physique à la dynamique atmosphérique et au cycle hydrologique (MOLNAR et al., 2010 ; BOOS et KUANG, 2010) ;

- (2) en tant que masse continentale : le réchauffement de la surface du plateau amplifie le gradient thermique favorisant une convection atmosphérique ascendante à son niveau (WU et al., 2012a ; WU et al., 2012b ; LIU et al., 2012).

En fait, il semblerait que les différentes zones du Tibet n'influencent pas de la même manière les moussons asiatiques. Par exemple, CHAKRABORTY et al. (2002) proposent que les hautes montagnes du Karakorum, l'ouest de l'Himalaya ainsi que l'ouest du Tibet ont une grande influence sur l'intensité de la mousson sud-ouest asiatique. Au contraire, la mousson est-asiatique serait davantage influencée par l'est du plateau ainsi que par les températures du Pacifique ouest. Par ailleurs, d'une part la forte topographie agirait comme une source de chaleur créant une barrière pour les vents à l'origine du mécanisme de la mousson sud-asiatique. D'autre part, la mousson de l'est pourrait résulter davantage du fait que le plateau tibétain bloque les courants jets qui passent au sud du Tibet l'hiver et au nord l'été (ALLEN et ARMSTRONG, 2012).

Influence de la répartition des continents et océans

Plus le contraste thermique entre océan et continent est important, plus la mousson va être intense. Au cours du Cénozoïque, l'évolution de la paléogéographie asiatique aurait accentué ce contraste de deux principales manières.

D'une part, le retrait d'une mer épicontinentale, la (Proto)-Paratéthis ainsi que la fermeture du Détroit de Turgai à la transition Éocène-Oligocène auraient amplifié la continentalisation en arrière de la collision Inde-Asie (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999 ; ZHANG et al., 2007b). D'autre part, l'ouverture progressive de la Mer de Chine méridionale serait à l'origine d'une source d'humidité supplémentaire accentuant l'intensité des moussons, notamment de la mousson est-asiatique (ZHANG et al., 2007b) (cf. Figure 1.7 pour l'évolution de la paléogéographie).

Influence de la position latitudinale des continents et de la ZCIT

La ZCIT est une caractéristique dominante de la dynamique atmosphérique intertropicale et joue un rôle crucial dans la génération et le maintien du climat global et de sa variabilité (ARMSTRONG et ALLEN, 2011). Les déplacements de la ZCIT seraient la principale façon pour les tropiques de répondre au changement climatique à différentes échelles de temps et à l'origine du mécanisme d'initiation des moussons (CHAO et CHEN, 2001). Récemment, l'intensité des moussons hivernales comme estivales a été fortement influencée par des changements climatiques globaux menés par la variabilité des paramètres orbitaux à des échelles de temps de dizaine de milliers d'années (par ex. CLEMENS et PRELL, 2007). Ces fluctuations se superposent d'une part à une évolution à long terme liée à l'évolution tectonique de la Terre, principalement du continent asiatique et de l'Océan Indien, et d'autre part aux cycles orbitaux de la Terre modulant la migration de la ZCIT entre étés et hivers. Par exemple, au Miocène inférieur, les ZCIT estivale et hivernale étaient confondues et se situaient au niveau de l'Himalaya. Cela aurait ainsi entraîné une intensification des précipitations aussi bien estivales qu'hivernales (Figure 2.4, ALLEN et ARMSTRONG, 2012). À la fin du Miocène, la position plus au nord du front himalayen et le début de

migration vers le sud de la ZCIT hivernale entraînent la réorganisation du système de mousson avec des étés humides contrebalancés par des hivers secs.

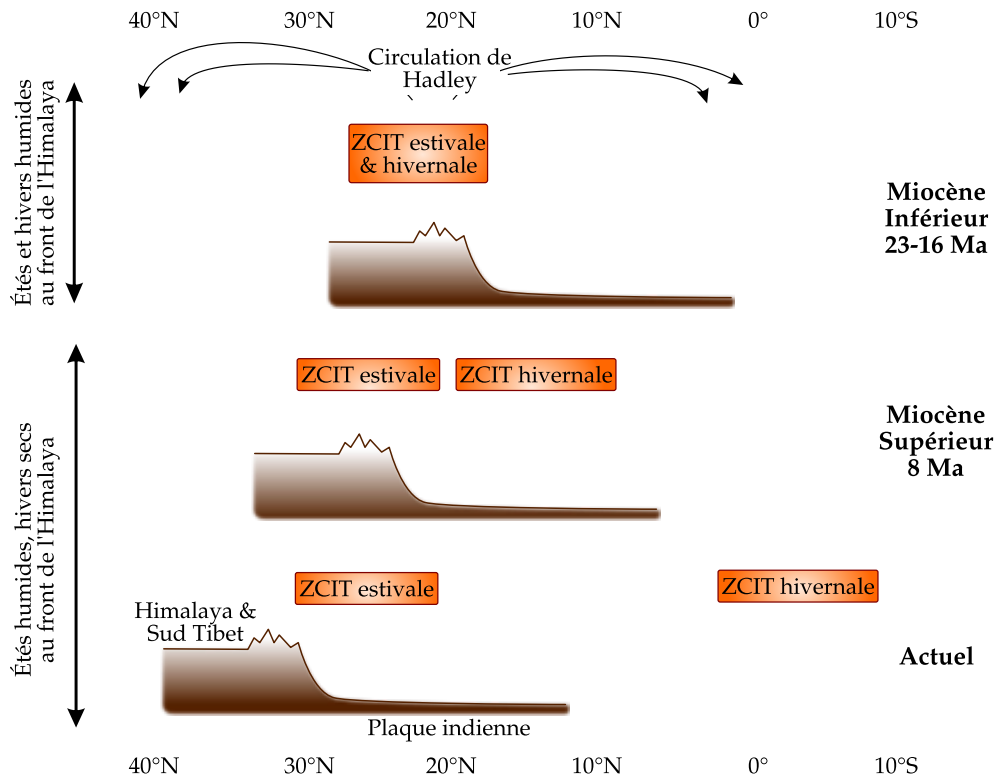


FIGURE 2.4 – Évolution de la position de la zone de convergence intertropicale et du système Himalaya-Tibet au cours de la fin du Cénozoïque. Conséquence sur le régime de mousson. Modifié d'après ALLEN et ARMSTRONG (2012).

2.2.3 Les moussons asiatiques : âge et intensification

La connaissance de la mousson asiatique et de ses origines est un enjeu crucial de ces dernières décennies. En effet, compte tenu du réchauffement climatique, le dérèglement d'un climat qui influence plus d'un tiers de l'humanité pourrait s'avérer catastrophique et davantage connaître les paramètres qui régissent ce climat permettrait de mieux anticiper ses potentielles variations. Pour cela, mieux comprendre quand la mousson s'est intensifiée permettrait de mieux identifier comment et pourquoi elle s'est intensifiée, d'autant plus dans un monde Cénozoïque à plus haut taux de CO₂ atmosphérique (PEARSON et PALMER, 2000 ; RETALLACK, 2001 ; ZACHOS et al., 2001).

Les moussons miocènes

Compte tenu de la disponibilité des archives sédimentaires, pendant de nombreuses années les études paléoclimatiques se sont focalisées principalement sur l'évolution de la mousson au Miocène, en lien avec l'accélération de la surrection des reliefs himalayens et tibétains. Les

premières estimations de l'intensification de la mousson asiatique ont principalement été menées en aval de la chaîne himalayenne.

L'analyse géochimique de sédiments du cône du Bengale révèle qu'il y a 7 Ma, vers la fin du Miocène, la proportion de smectite a brutalement augmenté suggérant le passage à des conditions plus arides dans la plaine du Gange (FRANCE-LANORD et al., 1993). Au même moment, l'augmentation de la composition isotopique en carbone des sédiments ($\delta^{13}\text{C}$) indique une expansion très rapide de la savane au détriment de la forêt. Ceci souligne un changement écologique passant d'une végétation à plantes C3 à une flore de plantes C4 qui pourrait refléter soit une adaptation de la biosphère à une atmosphère plus pauvre en CO_2 (phénomène global, CERLING et al., 1993 ; CERLING et al., 1997), soit un changement du climat régional qui serait devenu plus aride ou à contraste saisonnier plus marqué (FRANCE-LANORD et DERRY, 1994). Par ailleurs, dans la mer d'Arabie, le foraminifère *Globigerina bulloides* connaît un développement soudain vers 8 Ma jusqu'à en devenir l'espèce dominante. Cette espèce présente la particularité d'être associée aux upwellings côtiers et pourrait être un indicateur de l'intensification de la mousson (PRELL et al., 1992). Plus qu'une naissance soudaine de la mousson, il serait plutôt question d'une évolution progressive du climat et l'apparition de *G. bulloides* révélerait le moment où le site de carottage de la mer d'Arabie est entré dans le domaine d'influence des vents de mousson (AVOUAC et al., 2002). De l'autre côté du front montagneux, des dépôts éoliens sur le Plateau de Loess en Chine il y a 7-8 Ma, suggèrent également l'apparition des vents de moussons d'hiver à l'intérieur du continent (AN et al., 2001). Toutes ces observations ont conduit à considérer que le système de mousson asiatique tel qu'on le connaît aujourd'hui se serait mis en place il y a environ 7,5 Ma.

Cependant, des études sur des terrains plus anciens du plateau de Loess indiquent que des vents énergétiques transportant des sédiments éoliens auraient existé au nord du plateau du Tibet dès le début du Miocène, il y a 22 Ma (GUO et al., 2002). Ainsi une intensification des moussons d'hiver aurait pu avoir lieu au moins 14 Ma plus tôt que ce qui a longtemps été estimé.

Les moussons éocènes

À la fin des années 1990, des modèles numériques suggèrent que la formation des reliefs (Himalaya et surtout Tibet) ne serait pas la seule responsable de l'intensification des moussons, mais que la répartition entre les terres émergées et les terres immergées contribue au moins autant à définir le climat asiatique (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999). Dès lors, les géologues vont s'intéresser à des périodes plus anciennes, pour comprendre comment était défini le climat avant l'accélération de la surrection du système Himalaya-Tibet. La notion de « moussons éocènes » fait son apparition dans la littérature scientifique.

Pendant longtemps il a été suggéré que le climat asiatique éocène, à l'instar du climat chinois, était dominé par les grands courants atmosphériques et découpé en trois principales zones climatiques avec une zone aride au centre, un climat subtropical humide au nord et un climat tropical humide au sud (Figure 2.5, SUN et WANG, 2005 ; GUO et al., 2008). Cette vision du climat chinois éocène, basée sur des analyses palynologiques est renforcée par des modélisations

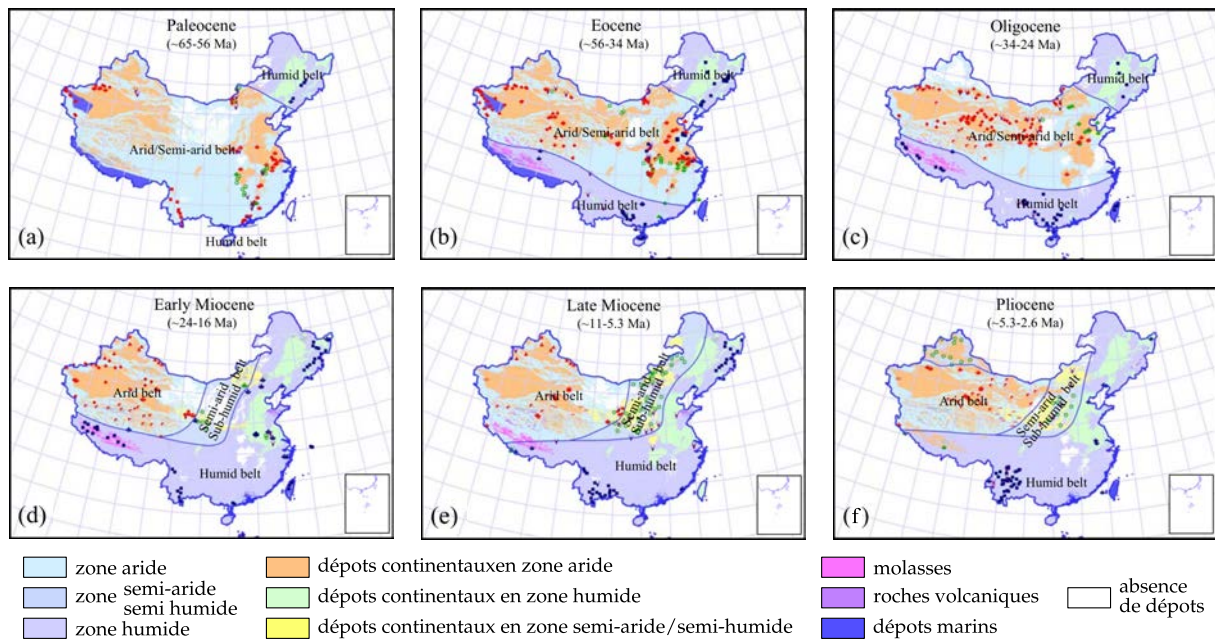


FIGURE 2.5 – Compilation de données palynologiques, géochimiques, pétrologiques, fossilifères et sédimentologiques permettant de déterminer les environnements chinois au cours du Cénozoïque. Adapté d’après Guo et al. (2008).

numériques qui nuancent toutefois les interprétations. En effet, pour ZHANG et al. (2012), à l’Éocène une bande latitudinale définissait un climat semi-aride à aride de la côte est de la Chine vers l’Asie centrale avec des précipitations annuelles de moins de 800 mm entre 20 et 40°N en Chine. Au nord de cette zone un climat de type méditerranéen prédominait en Asie centrale. Par ailleurs, un changement des paramètres orbitaux entraînant une augmentation de l’insolation estivale aurait été à l’origine d’un contraste terre-océan plus important intensifiant alors les circulations de moussons à l’Éocène.

Par ailleurs, une étude quantitative basée sur l’analyse d’assemblages de plantes et de sites fossilifères suggère que le climat de mousson à l’Éocène devait déjà être développé en Chine (QUAN et al., 2012). Les auteurs estiment qu’une saisonnalité forte en terme de température et de précipitation était déjà établie, ce qui va à l’encontre d’un système climatique dominé par les grandes circulations atmosphériques, comme cela a été suggéré précédemment. Leur étude souligne d’autre part un renforcement des courants de moussons d’hiver venant de la Sibérie dès l’Éocène, ce qui est en accord avec d’autres études au nord-est du plateau du Tibet (DUPONT-NIVET et al., 2008 ; ABELS et al., 2010).

De récentes modélisations numériques, intégrant des conditions aux limites typiques de l’Éocène, semblent indiquer qu’à cette époque, indépendamment de la hauteur du plateau du Tibet, les moussons asiatiques devaient être déjà importantes (HUBER et GOLDNER, 2012). En effet il semblerait que la teneur en dioxyde de carbone dans l’atmosphère ait joué un rôle primordial sur les moussons précoces en Asie (HUBER et GOLDNER, 2012 ; LICHT et al., 2014).

On voit ici un récent intérêt des géologues pour le climat asiatique paléogène. Beaucoup

d'études ressortent de modèles numériques et le peu de données de terrains en amont et en aval du front Himalaya-Tibet visant à caractériser précisément le système climatique en Asie à cette époque ne permettent pas encore de contraindre clairement les moussons éocènes. C'est dans ce contexte paléoclimatique que s'insèrent les travaux de cette thèse, visant à mieux comprendre l'évolution du climat (et notamment la saisonnalité) en Asie Centrale au cours du Paléogène, par une approche de terrain.

LA COQUILLE DE L'HUÎTRE : UNE ARCHIVE (PALÉO)ENVIRONNEMENTALE

La prolifération des huîtres dans de nombreux milieux bio-sédimentaires et leur remarquable capacité de préservation face à la diagenèse (principalement imputable à leur test robuste en calcite) les élèvent bien souvent au rang des macro-fossiles les plus abondants des groupes géologiques du Crétacé à l'Actuel. Que ce soit par l'étude de leur écologie ou par l'analyse de leur coquille carbonatée, et compte tenu de leur abondance dans les archives géologiques mésozoïques et cénozoïques, elles représentent un outil formidable pour accéder aux paléoenvironnements.

3.1 GRANDES FAMILLES ET CLASSIFICATION DES HUÎTRES

La taxonomie des huîtres et les variations des différents niveaux hiérarchiques ont toujours été délicats et sont encore sujets à des divergences. En effet, l'analyse de leur évolution, de leur phylogénie ou encore de leur classification peut être vue d'un œil néontologique ou paléontologique et est sujette à des désaccords entre les communautés. Il est cependant communément accepté que les huîtres au sens large ne sont pas issues d'une famille monophylétique mais seraient diphylétiques. Ainsi, le nom vernaculaire des huîtres inclut, entre autres, deux grandes familles distinctes : les Gryphaeidae et les Ostreidae. Si les Ostreidae peuvent être considérées comme le groupe majoritaire du Tertiaire, les Gryphaeidae se distribuent plutôt majoritairement au Secondaire (STENZEL, 1971 ; VIDET, 2003).

La synthèse faite par STENZEL (1971) fut longtemps une référence pour les huîtres, tant dans la communauté des biologistes que dans celle des paléontologues. Cette classification très fonctionnelle résultait de l'utilisation conjointe de plusieurs caractères issus d'une liste quasi-exhaustive tirée d'observations effectuées sur le fossile et sur le vivant : structure interne des parties molles, structure minéralogique et morphologique de la coquille, combinaison des caractères et étude de leur dépendance. Toutefois, cette classification paraît actuellement obsolète, notamment grâce aux avancées technologiques en biologie moléculaire et cellulaire remettant en cause les filiations. Récemment, CARTER et al. (2011) ont publié une synthèse de la classification des mollusques visant à mettre à jour la partie réservée aux bivalves du *Traité Paléontologique des Invertébrés* dont le chapitre sur les huîtres avait été rédigé par H.B. Stenzel en 1971. Pour cette

nouvelle synthèse, les auteurs ont tenu compte des études faites sur l'anatomie, la morphologie de la coquille, l'aspect microstructural de la coquille, la stratigraphie et la (paléo)biogéographie des taxons modernes et fossiles depuis le Paléozoïque ainsi que les études moléculaires faites sur les bivalves actuels. La systématique concernant la grande famille des huîtres situant les genres étudiés dans cette thèse est proposée en Figure 3.1.

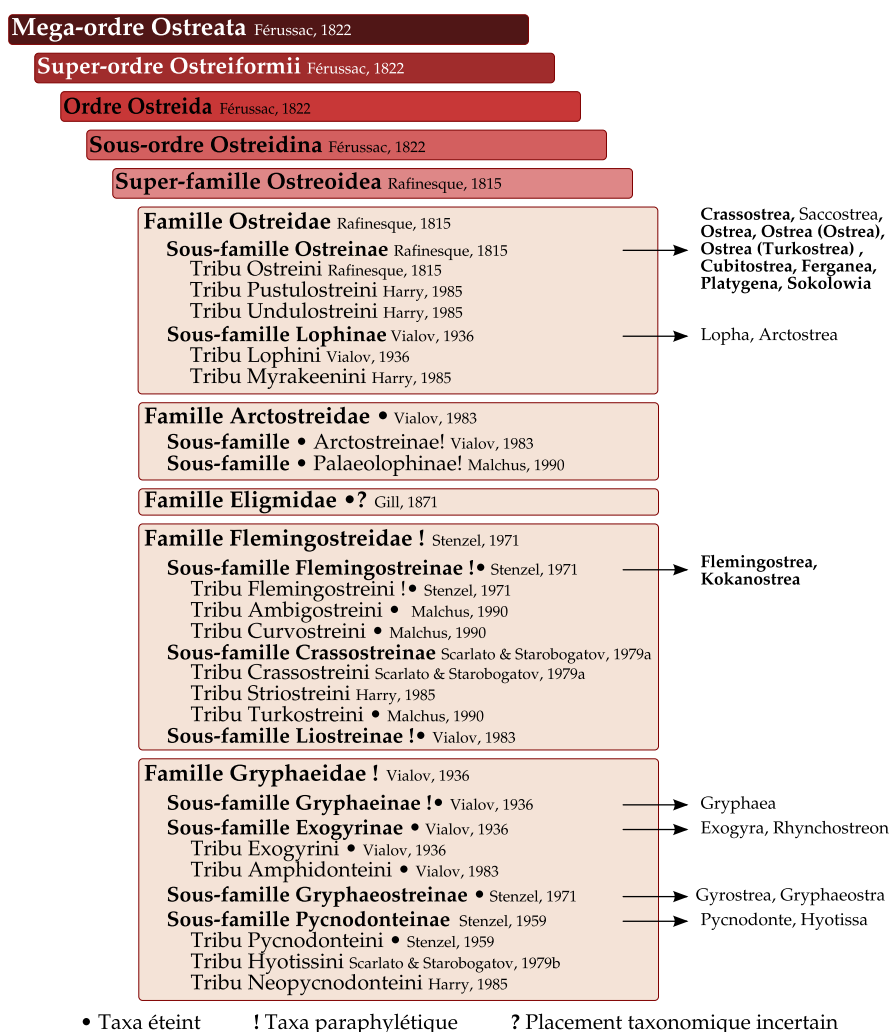


FIGURE 3.1 – Systématique des huîtres d'après CARTER et al. (2011). Quelques exemples génériques sont indiqués pour différentes sous-familles. En gras sont les genres étudiés ou mentionnés dans cette thèse.

3.2 ÉCOLOGIE ET RÉPARTITION DES HUÎTRES MODERNES

Si l'on regarde le nombre d'individus et la diversité des espaces qu'elles occupent, les huîtres sont des êtres à grand succès écologique. Aujourd'hui, on les retrouve le long des côtes de tous les continents, excepté l'Antarctique, et vivant dans des climats très variés à l'exception des zones polaires (STENZEL, 1971). Les huîtres ont d'abord colonisé les environnements marins, et

aujourd'hui les Gryphaeidae sont encore restreintes à ces eaux. Cependant, parmi la famille des Ostreidae, certains groupes ont évolués de façon à tolérer les estuaires saumâtres et les lagons. Ainsi certaines espèces tolèrent jusqu'à des salinités aussi basses que 10, comme par exemple *Crassostrea virginica* (STENZEL, 1971).

3.2.1 *Dispersion des huîtres modernes*

La dispersion des huîtres se fait au moment de leur phase planctonique au stade larvaire. Pendant ce stade, les organismes sont très vulnérables et leur survie va conditionner la dispersion des espèces. Outre le fait que de trop grandes étendues d'eau ne peuvent que difficilement être traversées par les larves, les limites à la dispersion sont essentiellement liées aux variations de température et de salinité.

Les barrières climatiques

Les barrières climatiques, autrement dit, les limites extrêmes de températures tolérées par l'espèce, sont de deux types (HUTCHINS, 1947) :

- Les températures estivales qui correspondent à la température critique qui doit être atteinte avant la reproduction et jusqu'à ce que l'ontogénie de la larve soit achevée (HALL JR, 1964). Par exemple *Ostrea edulis* peut se propager dans des eaux dont les températures estivales n'atteignent que 15°C alors que *Crassostrea virginica* a besoin d'eaux d'environ 20°C pour que les larves survivent au transport. Il a été émis l'hypothèse que le mode de reproduction incubatoire (c'est-à-dire qu'une partie du développement de la larve se fait de manière protégée au sein de la coquille adulte) d'*O. edulis* faciliterait la tolérance aux faibles températures estivales (STENZEL, 1971). Dans ce cas, le développement de la larve en liberté s'effectue sur une période de temps plus courte et les larves sont davantage tolérantes à des températures plus faibles.
- Les températures hivernales qui correspondent à la température critique la plus froide qui peut être tolérée par les individus matures (HUTCHINS, 1947 ; HALL JR, 1964). Les huîtres vivant dans des eaux peu profondes sont très sensibles aux températures atmosphériques hivernales et les huîtres intertidales le sont d'autant plus qu'elles peuvent être émergées lors des marées basses. Dans ce cas, les huîtres euryhalines (i.e. tolérant de larges variations de salinité), comme par exemple *Crassostrea* sp., sont celles qui tolèrent les températures hivernales les plus extrêmes. Notamment car elles arrivent à abaisser le point de congélation de leur parties molles en augmentant de manière significative la salinité interne (STENZEL, 1971).

Les barrières halines

Les barrières halines à la dispersion des espèces sont celles tolérées par les larves et les jeunes adultes. Les huîtres euhalines ont de meilleures chances de survivre au cours de la dispersion

que leurs homologues polyhalines qui ont besoin d'être dans des eaux saumâtres jusqu'à la fin de leur transport larvaire ce qui rend la tâche plus difficile, notamment dans le cas des îles océaniques isolées (STENZEL, 1971).

Pouvant tolérer des salinités entre 10 et 40, *Crassostrea* s.p. semble être le genre le plus euryhalin des huîtres modernes. Les espèces du genre *Ostrea* sont polyhalines (vivant dans des eaux de salinité comprise entre 16 et 30) à euhalines (i.e. vivant dans des eaux de mer de salinité normale, c'est-à-dire entre 30 et 40), tandis que les Pycnodontinae sont clairement euhaline et n'apparaissent que dans des eaux strictement marines. Ceci explique également pourquoi on retrouve majoritairement cette sous-famille dans des environnements relativement profonds, où les fluctuations de salinité sont limitées. Cette conclusion semble s'appliquer à la plupart des espèces éteintes de la famille des Gryphaeidae (STENZEL, 1971).

Pour comprendre comment les huîtres fossiles étudiées ont réussi à coloniser nos terrains Éocènes, mieux cerner le mode de dispersion des huîtres modernes est crucial. Cependant, certaines caractéristiques des huîtres (comme par exemple le mode incubatoire ou non de la reproduction) ne peuvent être déterminées chez les huîtres fossiles, ce qui semble être un frein à la compréhension du mode de dispersion des huîtres éocènes. Toutefois, le climat globalement chaud du Paléogène permet d'exclure les barrières climatiques comme facteur limitant la dispersion des huîtres d'Asie Centrale. A contrario, les barrières halines doivent prévaloir dans notre cas. D'après la classification de CARTER et al. (2011), les huîtres étudiées dans cette thèse appartiennent toutes à la même super-famille des Ostreoidea et aux familles Ostreidae ou Flemingostreidae (Figure 3.1). On peut ainsi émettre l'hypothèse que les huîtres d'Asie Centrale traitées ici étaient vraisemblablement euhalines à polyhalines sans omettre la possibilité qu'elles pouvaient tolérer de grands écarts de salinité, à l'instar de *Crassostrea* sp.

3.2.2 Différents milieux de vie des huîtres

Les huîtres sont des animaux sessiles qui se fixent à un substratum par leur valve gauche. Les huîtres actuelles peuvent vivre de façon encroûtante ou sous forme de récif (appelés crassats). Les encroûtements sont des huîtres attachées à des roches, des falaises, ou encore des tiges ou racines de mangrove et sont typiquement formés par des espèces intertidales euhalines. Les récifs (frangeant, barrière ou en patch) sont des accumulations naturelles d'huîtres qui s'élèvent au dessus du niveau moyen du substratum. Seules les espèces côtières euryhalines forment actuellement de telles bioconstructions.

Les huîtres de l'estran rocheux

Les huîtres de l'estran rocheux encroûtent les rochers ou les falaises de la zone intertidale au dessus de la limite où vivent les algues et sous la zone supratidale où s'installent les littorines (gastéropodes). Ces huîtres sont soumises à des conditions environnementales difficiles. Lors des marées basses elles sont exposées à l'air et au soleil entraînant des phénomènes de dessiccation,

un manque de nourriture et une exposition aux températures extrêmes. Souvent soumises à l'action des vagues, les coquilles des huîtres de la zone intertidale sont blanchies et corrodées par la mer. Une fois l'animal mort, la corrosion étant très active, les coquilles disparaissent rapidement.

Dans les milieux froid-tempérés, seul le genre *Crassostrea* est capable de supporter un tel environnement, notamment pendant les gels hivernaux (cf Section 3.2.1). Dans les milieux tropicaux et subtropicaux, deux genres (*Saccostrea* et *Striostrea*) vivent dans cette zone intertidale (STENZEL, 1971).

Les huîtres de mangroves

Ce type de biotope est actuellement envahi par le genre *Crassostrea*. Les huîtres de mangroves sont restreintes à des climats tropicaux à subtropicaux. Dans de tels environnements la salinité tend à être de 36-38 mais peut atteindre 40-48 au cours des saisons sèches tandis que les températures peuvent aller de 20°C pendant les saisons froides et humides à 34°C pendant les saisons chaudes et sèches (STENZEL, 1971).

Les huîtres de mangroves vivent dans des milieux vaseux peu profonds, intertidaux et protégés, où l'action des vagues est minime et les sédiments boueux souvent très noirs et riches en matière organique. Dans les zones calmes, la boue décante et ne permet pas un bon développement des larves. Ainsi, les huîtres de mangroves encroûtent préférentiellement les racines-échasses ou se placent dans les chenaux tidaux au niveau des zones ventées plutôt que dans les aires protégées. Par ailleurs, les huîtres favorisent la zone intertidale car en zone subtidale, elles restent trop exposées aux prédateurs comme les crabes ou les poissons, tandis qu'en zone supratidale elles sont exposées à l'air et au soleil trop longtemps pour survivre. La coquille des huîtres de mangrove est souvent délicate et fine du fait de la rareté d'ions calcium disponibles et par l'abondance de nourriture phyto-planctonique (STENZEL, 1971).

Les huîtres récifales

Les récifs frangeants s'installent en zone tidale sur les bords des chenaux tidaux. À cet endroit où le courant est moindre qu'au centre du chenal, les larves planctoniques des huîtres tombent et permettent l'implantation du récif (STENZEL, 1971).

Les récifs barrières sont trouvés dans des lagons saumâtres où forment une barrière entre la mer ouverte et les baies saumâtres. La plupart des récifs barrières sont à angle droit par rapport à la ligne de côte et parallèles à la direction des courants tidaux. De nombreux récifs barrières sont construits actuellement par l'espèce *Crassostrea virginica*, comme par exemple dans le Golfe du Mexique ou le long de la côte texane dans la Baie de San Antonio (par ex. SURGE et al., 2001).

Les récifs en patch se forment loin de la côte et sont relativement compacts. On les retrouve à une vingtaine de mètres sous le niveau marin. Plusieurs faciès peuvent constituer les récifs en patch. Les faciès boueux étant trop mous pour que les larves puissent s'attacher sur

un substratum, les bancs à huîtres se retrouvent dans des faciès de sable mélangé à de la vase, à des coquilles de mollusques et à leur propres fragments. Lorsque les sédiments deviennent trop vaseux, les moules, qui peuvent plus facilement s'accrocher au substratum grâce à leur byssus, remplacent les huîtres récifales (STENZEL, 1971).

3.3 ANATOMIE DE LA COQUILLE DES HUÎTRES

3.3.1 Morphologie des huîtres

L'organisation générale des huîtres peut se diviser en quatre compartiments distincts (LARTAUD, 2007, Figure 3.2) :

- la cavité palléale, au sein de laquelle l'eau ambiante circule permettant les échanges respiratoires et nutritionnels de l'animal ;
- le corps mou de l'animal. Le manteau, limité par deux épithéliums, recouvre les organes et la cavité palléale et tapisse la surface interne de la coquille. Il est attaché à la coquille grâce aux muscles adducteurs et est en partie responsable de la sécrétion de la matrice protéique et des dépôts cristallins (cf section 3.4.1) ;
- la cavité extrapalléale est la cavité entre le manteau et la coquille ;
- la coquille au sens large (ou tissus durs) est formée de deux valves inéquivalentes. La valve gauche, grâce à laquelle l'huître se fixe à son substratum, est convexe, plus grosse, plus épaisse et plus lourde que la valve droite.

3.3.2 Les tissus durs des huîtres

L'huître sécrète deux tissus durs différents : le ligament et la coquille *stricto sensu* (STENZEL, 1971). Ces tissus durs se composent de :

- calcite : allomorphe de carbonate de calcium cristallisant dans le système rhomboédrique, principale forme de CaCO_3 chez l'huître (WISSHAK et al., 2009) ;
- aragonite : allomorphe de carbonate de calcium cristallisant dans le système orthorhombique (WISSHAK et al., 2009) ;
- conchyoline : substance organique complexe composée de mucco-polysaccharides, polypeptides et scléroprotéines. Cette substance forme un film microscopique enveloppant chaque cristal de calcite ou d'aragonite. Tant que ce film n'est pas dégradé, il protège la matière minérale de la dissolution et prévient des attaques bactériennes (WISSHAK et al., 2009). La teneur en matière organique dans la coquille des huîtres est bien plus faible que dans les coquilles de leurs homologues bivalves tels que moules ou les coquilles Saint-Jacques (STENZEL, 1971).

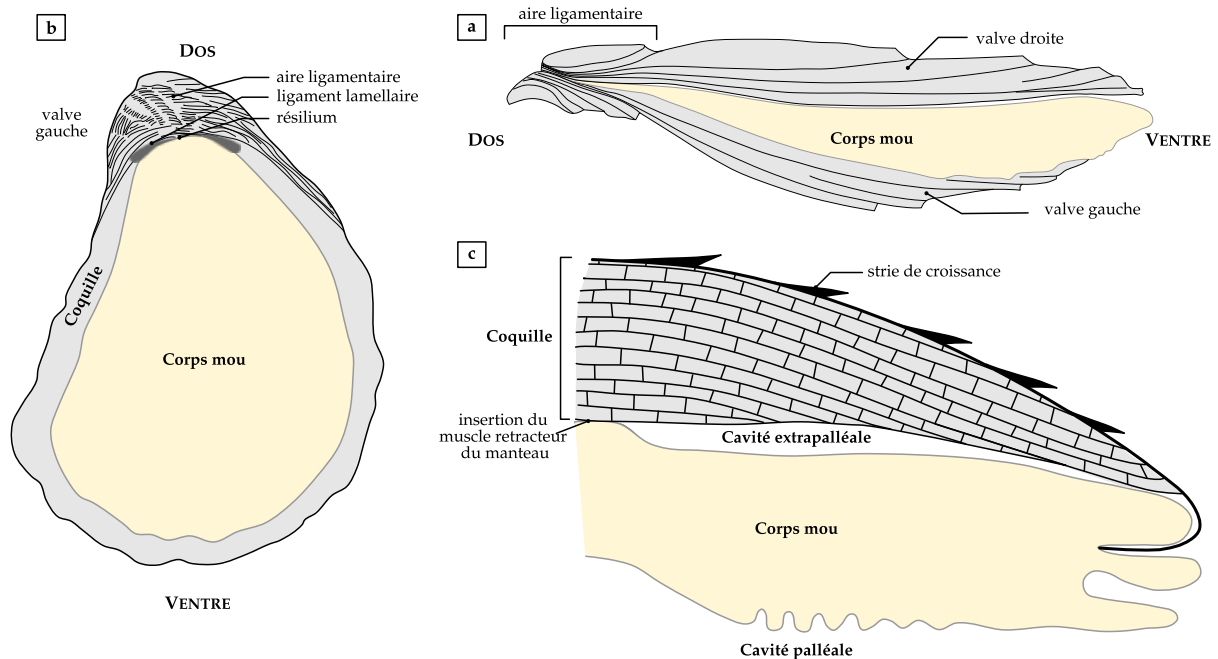


FIGURE 3.2 – Anatomie simplifiée d'une huître actuelle de genre *Crassostrea* (modifiés d'après STENZEL, 1971, WILBUR, 1972 et EBLE et SCRO, 1996). a. Huître entière avec les deux valves et le corps mou de l'animal. b. Vue intérieure de la valve gauche, on distingue le ligament lamellaire qui lie les deux valves ensemble au niveau du résilium, ainsi que le manteau qui tapisse la surface interne de la coquille. c. Coupe schématique de l'huître à travers sa coquille et son corps mou. On distingue les quatre compartiments majeurs (cavités palléale et extrapalléale, coquille et corps de l'animal).

La coquille *stricto sensu*

La coquille, qui croît de manière incrémentielle tout au long de la vie de l'animal, peut se diviser en quatre parties (STENZEL, 1971 ; LARTAUD, 2007 ; WISSHAK et al., 2009, Figure 3.3) :

- le périostracum, en surface externe, principalement composé de conchyoline, très rarement préservé chez les espèces fossiles ;
- l'hypostracum - ou myostracum adducteur - est une succession de couches d'aragonite sur lesquelles s'insère le muscle adducteur (le muscle palléal rétracteur étant atrophié comparé aux autres bivalves, son insertion est quasi invisible sur la coquilles des huîtres). Chez les espèces fossiles l'hypostracum est souvent sujet à de la dissolution à cause de la moindre stabilité de l'aragonite par rapport à la calcite. On retrouve ainsi souvent une cavité avec des cristaux secondaires (par exemple de calcite) recristallisés ;
- les ostracums interne et externe qui correspondent à une succession de couches de calcite dont les formes principales sont crayeuse, foliée et prismatique.

Le ligament

La croissance du ligament s'enregistre au niveau de l'aire ligamentaire (ou crochet) entre les deux valves. Elle se fait par incréments parallèles vers la partie ventrale de la coquille. Cette

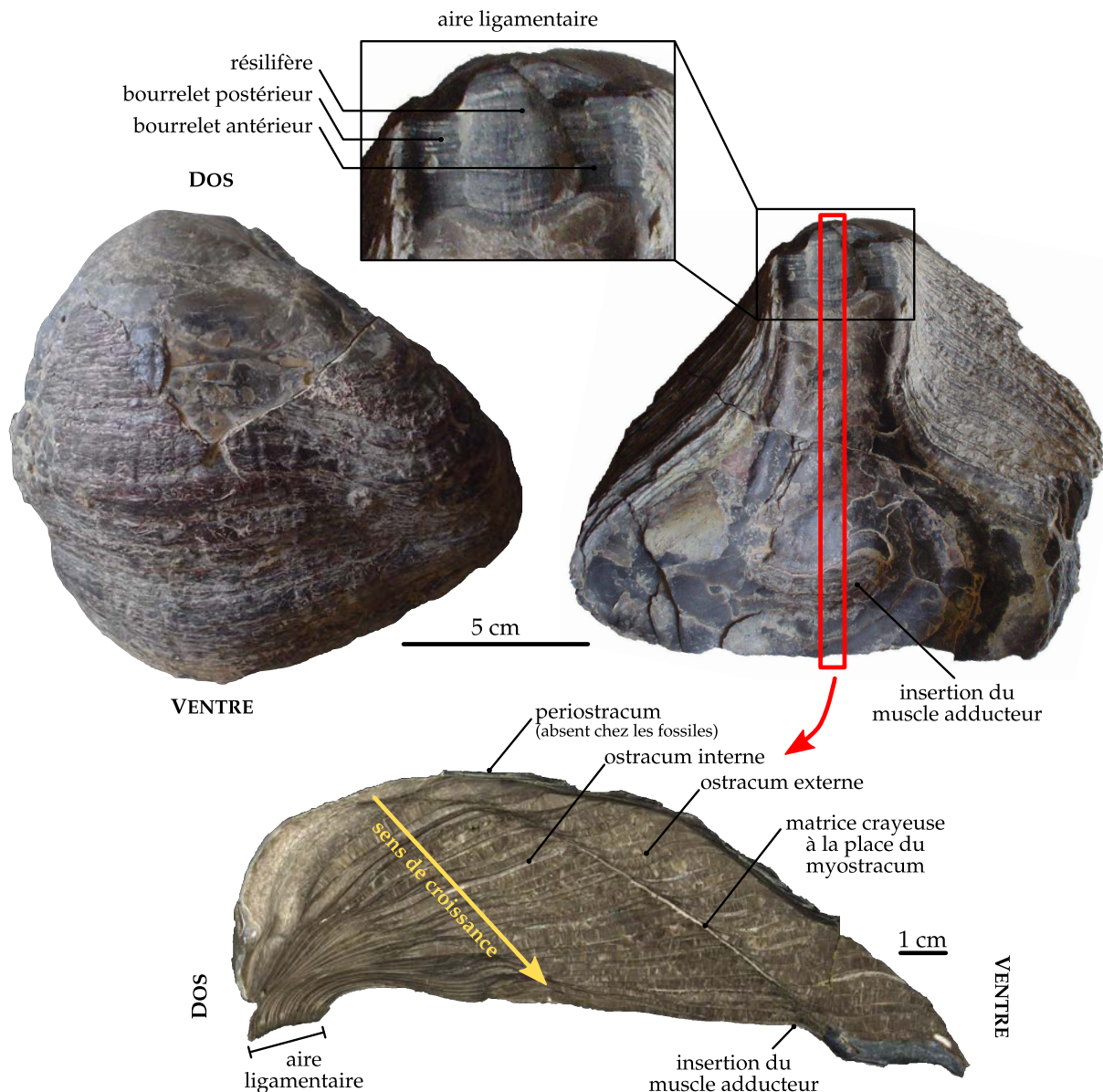


FIGURE 3.3 – Les différentes parties de la coquille et de l'aire ligamentaire observées sur la valve gauche de l'espèce *Sokolowia buhsii*. La flèche jaune indique le sens de croissance de la coquille : la zone dorsale correspond à la partie sécrétée pendant le stade le plus juvénile de l'huître. Il y a ensuite juxtaposition de lames et lamelles en direction ventrale.

aire ligamentaire se compose de trois principales parties : (1) le résilifère, au milieu, qui retrace la position du résilium au cours de la croissance ; entouré de chaque côté des bourrelets (2) antérieur et (3) postérieur qui retracent la position des ligaments lamellaires (STENZEL, 1971, Figure 3.3).

La croissance de l'aire ligamentaire se fait de manière rapide les deux premières années puis ralentit dès la troisième année. Au bout de sept ans, l'animal a atteint sa taille adulte, mais la coquille continue de grossir. Ainsi, bien que le ligament ne grandisse plus, son empreinte au

niveau de l'aire ligamentaire continue de croître vers la direction ventrale et ses bords restent alors parallèles. Le ligament sur la valve droite ne bougeant pas autant en position ventrale, l'aire ligamentaire y est souvent plus restreinte. La forte épaisseur du crochet de la valve gauche ainsi que ses incréments parallèles en font une zone privilégiée pour les études sclérochronologiques (KIRBY, 2000 ; KIRBY et al., 1998 ; LARTAUD, 2007) .

La forme de l'aire ligamentaire peut être très variée selon les espèces d'huîtres et est un caractère fondamental dans la détermination des espèces. Dans sa thèse, VIDET (2003) définit plusieurs classes de type ostréiforme, gyrostréiforme, turkostréiforme, exogyriforme et gryphaéiforme permettant de distinguer les espèces entre elles (Figure 3.4).

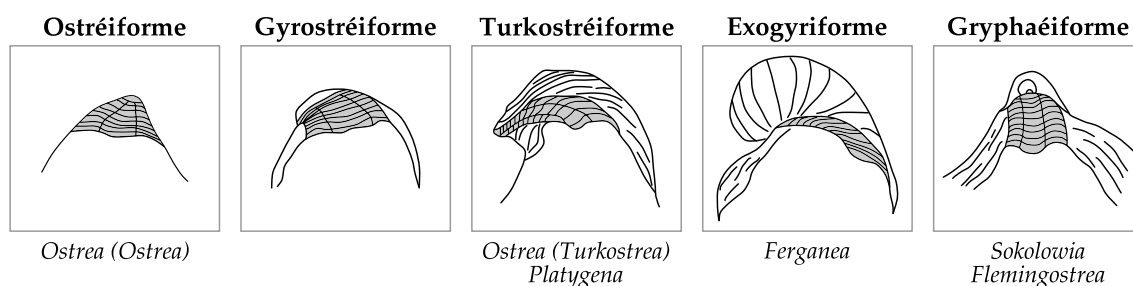


FIGURE 3.4 – Type de morphologies de crochets développés sur la valve gauche des huîtres (modifié d'après VIDET, 2003). Les genres étudiés dans cette thèse en terme de sclérochronologie sont indiqués en dessous des formes de crochets correspondants.

Les différents types de structures de CaCO_3

Le carbonate de calcium de la coquille au sens large peut se retrouver sous différentes formes (habitus) dont les principales microstructures sont foliée et vésiculaire (ou crayeuse) pour la calcite, et prismatique pour l'aragonite (CARTER et al., 1980). La calcite crayeuse est poreuse et est souvent associée à une croissance rapide de la coquille. Cette forme de calcite est plus vulnérable à des phénomènes de dissolution-recristallisation au cours de la diagenèse. Bien que les incréments de premier ordre soient souvent conservés, les incréments plus fins sont la plupart du temps effacés voire invisibles (Figure 3.5 d-f). Au contraire, la microstructure de la calcite foliée, constituée de lamelles densément collées les unes aux autres, est bien plus résistante aux modifications post-mortem. Ainsi tant les incréments de premier ordre que ceux de second ordre sont observables (Figure 3.5 a-c). La microstructure aragonitique prismatique est quant à elle dépourvue d'incrément (Figure 3.5 g-i) (WISSHAK et al., 2009).

Compte tenu de la faible stabilité de l'aragonite et de la forte vulnérabilité de la calcite vésiculaire, ces deux types de microstructures sont évitées lors des reconstructions paléoclimatiques, toute altération post-mortem entachant le signal primaire enregistré dans le minéral. Les études préfèrent se concentrer sur les zones de calcite foliée où l'enregistrement primaire est davantage conservé car non altéré au cours de la diagenèse. Ainsi, l'aire ligamentaire, composée principalement de calcite foliée, reste la zone privilégiée pour de telles reconstructions (KIRBY, 2000 ; SURGE et LOHMANN, 2008 ; LARTAUD et al., 2010a ; GOODWIN et al., 2012 ; MOUCHI et al., 2013).

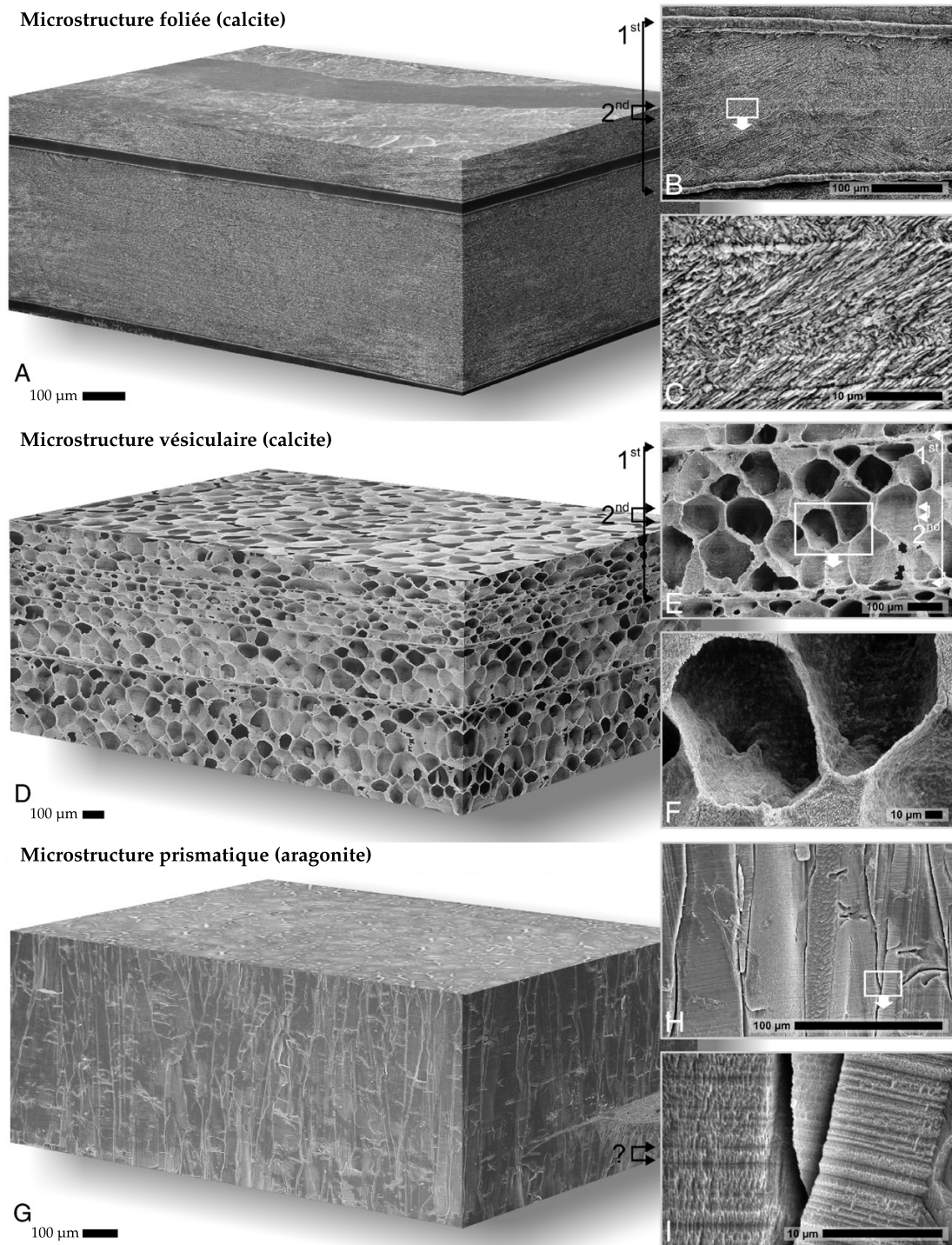


FIGURE 3.5 – Les principaux types de microstructures développés chez l'huître *Neopycnodonte zibowii* sp. observée en microscopie électronique à balayage, d'après WISSHAK et al. (2009). **a.-c.** Calcite cross-foliée de l'ostracum dorsal à central. On distingue les incréments de premier (délimités par des couches de matière organique) et de second ordres. **d.-f.** Calcite vésiculaire de l'ostracum ventral avec des *cellules* allant jusqu'à 100 µm. Les incréments de premier ordre sont bien marqués tandis que ceux de second ordre sont flous. **g.-i.** Myostracum aragonitique composé d'une microstructure prismatique dépourvue d'incrément excepté à l'échelle sub-micrométrique du cristal.

3.3.3 *Forme et taille de la coquille*

Influence du substratum sur la forme de la coquille

Une caractéristique propre aux huîtres est la grande plasticité morphologique de leur coquille. En effet, la croissance de certains individus peut être xénomorphe et la forme de la coquille est ainsi largement influencée par le substratum ou le mode de vie (cas des crassats). Les coquilles peuvent alors mouler les clastes sur lesquels les spécimens sont venus se fixer : rocher, oursin, gastéropode, racine, etc. (STENZEL, 1971 ; VIDET, 2003 ; LARTAUD, 2007). Cette xénomorphie est responsable de la difficulté à classer les espèces d'huîtres entre elles. Cependant l'abondance des huîtres le long des coupes géologiques fait qu'on arrive souvent à trouver des spécimens automorphes permettant alors d'isoler les caractères morphologiques propres à chaque espèce.

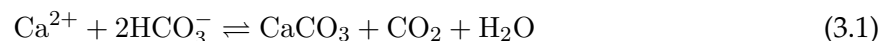
Influence de la luminosité sur la croissance de la coquille

D'après une étude menée par STENZEL (1971), les spécimens qui sont exposés à la lumière grandissent en moyenne environ 30% moins vite que ceux vivant dans l'ombre. De plus leur coquille est plus fine et contient moins de calcite crayeuse entraînant des coquilles plus denses et plus résistantes. Par ailleurs, les coquilles grandissant dans l'ombre ont des valves gauches encore plus creusées et des valves droites davantage plates voire concaves tandis que celles grandissant à la lumière ont des valves droites plutôt convexes. La surface de ces coquilles ensoleillées est moins envahie par des animaux épibiontiques comparés aux spécimens ombragés.

3.4 FORMATION DE LA COQUILLE : APPROCHE GÉOCHIMIQUE

3.4.1 *Sécrétion et croissance de la coquille*

Les carbonates biogéniques peuvent être minéralisés de manière bioinduite ou biocontrôlée. La minéralisation bioinduite déplace l'équilibre des carbonates (formule 3.1) en créant un milieu favorable à la précipitation de CaCO_3 :



C'est le cas par exemple des tapis algaires et bactériens (cf stromatolithes) ou encore des coraux qui modifient les concentrations de CO_2 déplaçant l'équilibre des carbonates vers la droite via l'activité photosynthétique.

Les minéralisations biocontrôlées se font grâce à l'organisme lui-même et les cristaux de CaCO_3 se retrouvent enveloppés de protéines. Dans le cas des huîtres, la calcification de la coquille est alors le résultat de trois processus (WILBUR, 1972, Figure 3.6) : (1) cristallisation de carbonate de calcium dans la cavité extrapalléale à partir du liquide extrapalléal ; (2) synthèse de conchyoline par l'épithélium favorisant la nucléation, l'orientation et la croissance des cristaux ; (3) croissance discontinue procédant par de petits incréments définissant des couches cristallines

individuelles. Pour plus de détails, LARTAUD (2007) propose une synthèse de la minéralisation chez les huîtres.

La croissance de la coquille se fait de manière incrémentielle, c'est-à-dire par juxtaposition de lames et lamelles en direction ventrale (Figure 3.3). Cette croissance se fait tout au long de la vie de l'animal et révèle des cycles annuels, mensuels, hebdomadaires voire même journaliers et infra journaliers (GORDON et CARRIKER, 1978 ; LUTZ et RHOADS, 1980 ; BOURGET et al., 1991 ; JONES et QUITMYER, 1996 ; LANGLET, 2002). Ainsi chaque étape de la vie de l'animal s'enregistre dans la coquille et permet de lire à travers elle comme dans un livre : c'est ce qu'on appelle la sclérochronologie.

Bien que la croissance des huîtres soit globalement continue, on peut assister à un fort ralentissement voire un arrêt de croissance lorsque les conditions écologiques (température, oxygénation du milieu, salinité etc) deviennent trop défavorables. D'autre part on observe également une diminution graduelle de la croissance en épaisseur de la coquille avec l'âge et la maturité sexuelle des individus (CLARK, 1974) suivant la loi de Von Bertalanffy :

$$L_T = L_\infty \times (1 - e^{-kT}) \quad (3.2)$$

avec

L_T : taille de la coquille au temps T ;
 L_∞ : taille maximum asymptotique de la coquille ;
 k : constante de croissance.

L'amélioration des techniques géochimiques ces dernières décennies permet d'accéder aux variations de plus en plus fines de la chimie des coquilles. Par exemple, la combinaison entre l'utilisation du Micromill, micro-foreuse pilotée par ordinateur et celle d'un spectromètre de masse de type Kiel-III ou Kiel-IV permettent l'analyse en isotopes stables de poudres carbonatées de l'ordre de la dizaine de micro-grammes. De plus, l'amélioration de la stabilité des spectromètres de masse de type ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) couplée à une ablation laser permettent désormais d'accéder à la composition en éléments trace des biominéralisations à une échelle de l'ordre du micro-mètre. Ces techniques émergentes permettent ainsi de remonter aux variations chimiques infra-annuelles des coquilles d'huîtres, qui contiennent des informations cruciales sur l'environnement dans lequel elles ont vécu (voir sections 3.4.2 et 3.4.3).

3.4.2 Les isotopes stables dans la coquille de l'huître

Principe de fractionnement isotopique

Dans de nombreux processus naturels (changement d'état, photosynthèse), la légère différence de masse entre 2 isotopes du même élément est à l'origine d'un enrichissement d'un des deux isotopes par rapport à son homologue dans une des phases mises en jeu. C'est ce qu'on appelle le fractionnement isotopique. Ce processus affecte les isotopes de tous les éléments mais ne constitue un outil géochimique paléoclimatique intéressant que pour des isotopes stables (le

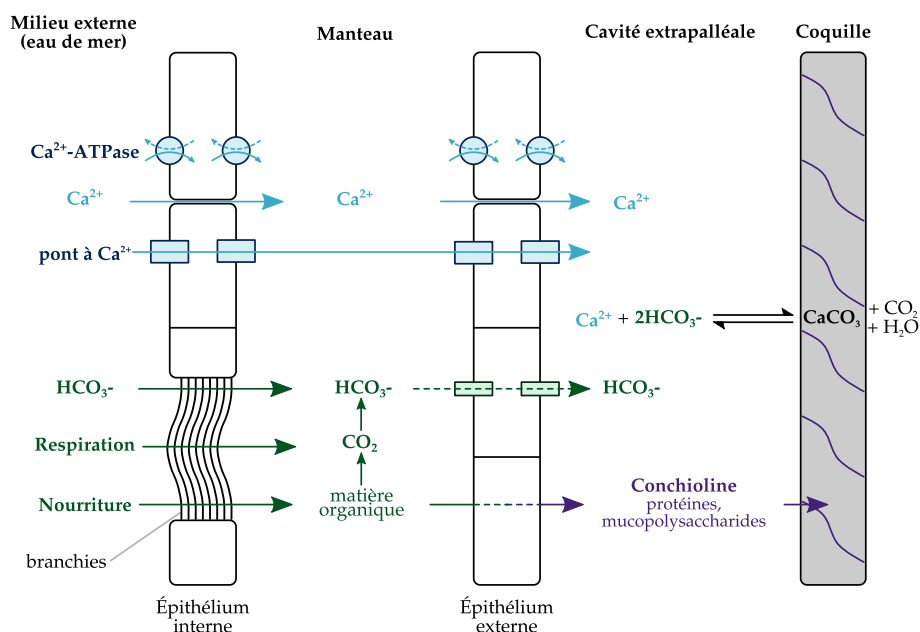


FIGURE 3.6 – Modèle schématique de la calcification des coquilles de bivalves représentant les compartiments et flux ioniques. Le mouvement des ions HCO_3^- et Ca^{2+} se fait en direction du compartiment extrapalléal lorsque la coquille se construit. Les ions HCO_3^- proviennent à la fois du milieu extérieur et de l'activité métabolique (hydroxylation du CO_2). L'épithélium est perméable au CO_2 (flux passif transmembranaire) et aux ions Ca^{2+} (flux inter- et intra-cellulaires) qui peuvent aller du milieu externe jusqu'à la cavité extrapalléale selon les gradients de concentration (modifié d'après WILBUR et M. 1983 ; MCCONNAUGHEY et al., 1997 ; CARRÉ et al., 2006 ; LARTAUD, 2007).

fractionnement isotopique est alors la seule source de variation) et légers (de façon à ce que l'écart relatif de masse entre les deux isotopes soit assez élevé pour donner des écarts de concentration analysables). Par exemple : D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Dans cette thèse, seuls les isotopes de l'oxygène et du carbone seront traités.

On distingue deux modalités de fractionnement dans la nature :

Le fractionnement d'équilibre au cours duquel les constituants chimiques mis en jeu se répartissent les atomes lourds et légers selon un fractionnement à l'équilibre α de la forme $\ln \alpha = f(T^{-2})$, où T est la température et f est une fonction linéaire dépendant de la structure minérale en question (par ex. calcite, dolomite, aragonite). C'est le cas de la cristallisation des minéraux carbonatés en milieu aqueux, comme le carbonate de calcium.

Le fractionnement cinétique au cours duquel il y a incorporation préférentielle des isotopes légers dans la matière. Ce processus est notamment observé lors de la fixation de CO_2 par les végétaux photosynthétiques : le $^{12}\text{CO}_2$ est fixé préférentiellement au $^{13}\text{CO}_2$ par l'enzyme Rubisco ce qui conduit à une matière organique très appauvrie en ^{13}C (PARK et EPSTEIN, 1960).

Pour étudier ces rapports isotopiques on utilise la notation δ , donnée en ‰. Par exemple

pour l'oxygène :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{échantillon}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000. \quad (3.3)$$

Les standards utilisés sont le SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*) pour le δD ou le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau : eau de mer théorique, moyenne des eaux océaniques actuelles ; et le PDB (*Pee Dee Belemnite* : rostre de Belemnite d'une formation d'âge Crétacé de Caroline du Sud) pour le $\delta^{13}\text{C}$ ou le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates. La relation entre les deux standards de l'oxygène est linéaire (FRIEDMAN et O'NEIL, 1977) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = (1,03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30,86. \quad (3.4)$$

Fractionnement isotopique de l'oxygène dans la coquille de l'huître

La plupart des mollusques, et notamment les huîtres, sécrètent leur coquille en équilibre isotopique avec l'eau ambiante (par ex. KIRBY et al., 1998). La composition isotopique du carbonate de calcium au moment de sa sécrétion est ainsi indépendante de l'espèce et fonction de trois paramètres principaux : la température, la composition isotopique de la solution parente (ici l'eau de mer) et la structure minérale résultante.

Depuis la moitié du XX^e siècle et les travaux d'UREY (1947), la composition isotopique des carbonates est largement utilisée comme un indicateur de température. Les travaux d'EPSTEIN et al. (1951), puis de CRAIG (1965) et ANDERSON et ARTHUR (1983) sur des élevages de mollusques à tests calcitiques en conditions contrôlées permettent de définir la relation entre les isotopes de l'oxygène des coquilles et la température :

$$T = 16 - 4,14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0,13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2 \quad (3.5)$$

avec

$\delta^{18}\text{O}_c$: composition isotopique en oxygène de la coquille (en ‰ PDB)
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$: composition isotopique en oxygène de l'eau de mer (en ‰ SMOW)
 T : la température de l'eau de mer en °C.

Ainsi, dès lors que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ est contraint, la composition isotopique d'un carbonate peut nous renseigner sur la température du milieu de vie de l'animal à test carbonaté. Or dans les enregistrements géologiques, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ reste une inconnue qu'il faut estimer.

Au cours de son cycle, l'eau terrestre subit différents changements d'états (liquide, solide, gazeux) au cours desquels des fractionnements isotopiques ont lieu entraînant un enrichissement en isotope lourd dans la phase la plus condensée (Figure 3.7). Ces fractionnements suivent la loi de distillation Rayleigh :

$$R = R_0 \times f^{\alpha-1} \quad (3.6)$$

avec

R : le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau résiduelle,
 R_0 : le rapport isotopique de l'eau initiale,
 f : la fraction d'eau résiduelle et
 α : le coefficient de fractionnement isotopique, thermodépendant.

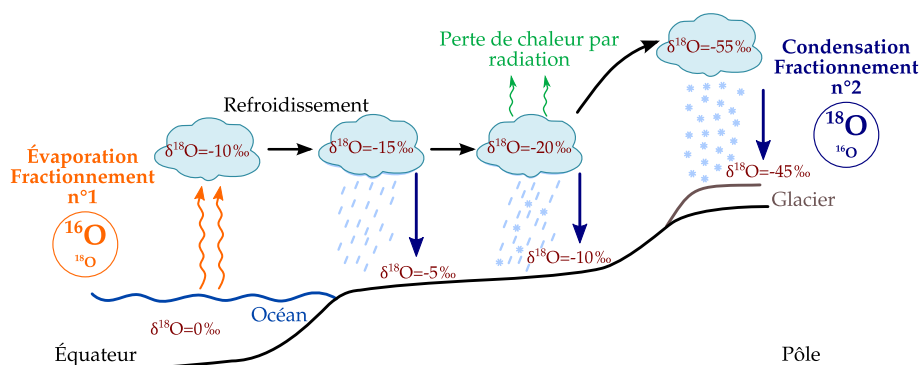


FIGURE 3.7 – Principe des fractionnements isotopiques de l'oxygène au cours du cycle de l'eau.

La composition isotopique de l'eau de mer dans laquelle vivaient les spécimens fossiles dépend donc de trois principaux paramètres :

- la quantité de glace sur les continents. Très appauvri en ^{18}O , le réservoir « glace » stocke ainsi l'isotope léger de l'oxygène ;
- les bilans hydriques régionaux ou locaux. En effet lors de l'évaporation de l'eau de mer, l'isotope léger ^{16}O va préférentiellement se retrouver dans l'atmosphère (le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ augmente). A contrario, les précipitations appauvries en isotope lourd ^{18}O vont entraîner une diminution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. On a alors une relation linéaire entre les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ et celles de la salinité ;
- la position géographique de la mer étudiée. Ce dernier paramètre découle du précédent, puisque plus les eaux météoriques vont être appauvries en ^{18}O , plus la conséquence du bilan hydrique va s'accroître. Ainsi le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies diminue fonction de l'éloignement de la source des pluies (souvent corrélé à la latitude) ou en fonction de la quantité de précipitations (par exemple au niveau des zones de moussons, on parle alors d'effet de quantité).

Dans le cas de l'Éocène, période chaude, les scientifiques font l'hypothèse d'un monde globalement sans glace, entraînant un $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ global moyen de -1‰ (par ex. IVANY et al., 2004). Cependant des fluctuations régionales perdurent. Ainsi, les chercheurs tentent de reconstruire à travers diverses modélisations numériques les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ des mers de l'époque (TINDALL et al., 2010) sur lesquels les géochimistes s'appuient pour reconstituer les variations de température de l'eau enregistrées dans les carbonates marins. De telles approximations sont acceptables dans des cas « classiques » d'océan ouvert où les fluctuations saisonnières de salinité peuvent être négligées et donc une valeur constante de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ peut être estimée. Toutefois, dans des cas plus compliqués de mers peu profondes et relativement calmes, les variations de salinités peuvent être très importantes d'une saison à l'autre, comme par exemple dans la Baie de San Francisco (GOODWIN et al., 2010). Ainsi l'estimation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ dans les mers anciennes épicontinentales, comme c'est le cas pour notre étude, reste délicate. Un des objectifs de cette thèse consiste ainsi à

essayer de mieux contraindre les variations de la composition isotopique de la Proto-Paratéthys en abordant le problème par une approche multi-proxy (Chapitres 5 et 6) ainsi qu'en combinant les résultats obtenus via la géochimie avec des résultats provenant de simulations numériques (Chapitre 7).

Fractionnement isotopique du carbone dans la coquille de l'huître

Des expériences menées sur la formation de calcite et d'aragonite synthétiques montrent que l'influence de la température sur l'incorporation des isotopes du carbone dans les carbonates n'est pas décelable (ROMANEK et al., 1992). En effet, bien qu'un fractionnement thermodépendant fut évoqué à la fin des années 1980 (GROSSMAN et KU, 1986), cette hypothèse fut vite abandonnée par la communauté scientifique.

La composition isotopique en carbone dans les coquilles de bivalves reste une énigme géochimique dont l'interprétation est souvent limitée (BUTLER et al., 2011). En parallèle d'un contrôle intrinsèque propre à chaque spécimen (ce qu'on appelle l'effet vital), le $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles semble être lié d'une part au $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ du carbone inorganique dissous (DIC, *Dissolved Inorganic Carbon*) de la solution parente dans laquelle se forme le carbonate, et d'autre part à la source carbonée organique (alimentation) et au métabolisme de l'animal (LARTAUD et al., 2010b, Figure 3.8).

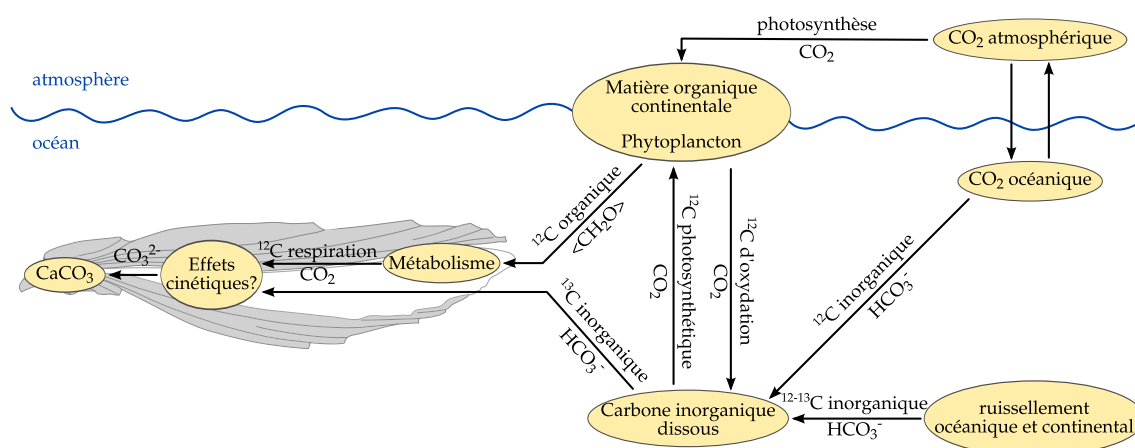


FIGURE 3.8 – Représentation schématique des principales sources et flux de carbone incorporé dans la coquille de l'huître (modifié d'après McCONNAUGHEY et al., 1997 ; GILLIKIN et al., 2007 ; LARTAUD et al., 2010b).

Chez les algues encroûtantes (WILLIAMS et al., 2011), les bivalves aragonitiques (KHIM et al., 2001), et plus particulièrement chez les huîtres (SURGE et al., 2001 ; SURGE et al., 2003 ; GOODWIN et al., 2012), le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ semble avoir un impact majeur sur la composition isotopique en carbone des biominéralisations. Ce dernier est lui-même dépendant de divers facteurs physiques ou chimiques :

- Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ peut être relié à la productivité primaire des eaux océaniques (par ex. PARK et EPSTEIN, 1960 ; FRY, 1996) : lors de blooms planctoniques, la matière organique, riche en ^{12}C , augmente entraînant une augmentation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.

- À l'inverse la dégradation organique dans la colonne d'eau ou dans la fraction sédimentaire de surface entraîne un relargage de carbone léger dans l'eau à l'origine d'une diminution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.
- La composition du DIC peut également être influencée par l'érosion continentale ou océanique. C'est ainsi que SURGE et al. (2001) ; SURGE et al. (2003) montre une corrélation positive entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ et la salinité (elle-même dépendante du débit des rivières) dans l'estuaire de Floride. Cependant, la nature des produits d'altération reste un facteur majeur ayant un impact sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ des rivières (DETTMAN et al., 1999) et il est difficile d'avoir une relation linéaire stricte entre salinité et $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Figure 3.9).
- Les modifications de la teneur en CO_2 atmosphérique peuvent également avoir un impact sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. La combustion d'énergies fossiles depuis l'ère industrielle entraîne par exemple un apport de carbone organique (donc riche en ^{12}C) dans l'atmosphère. Dû à l'équilibre des carbonates entre les réservoirs atmosphère et océan, cet effet, dit de Suess, se répercute dans les eaux marines et une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ des biominéralisations s'observe depuis quelques décennies (par ex. dans les algues encroûtantes, WILLIAMS et al., 2011).

Par ailleurs, d'autres facteurs influençant la composition isotopique en carbone des bivalves ont été soulignés (Figure 3.8). Ainsi des effets vitaux ont été observés chez les bivalves *Arca zebra* et *Adamussium colbecki* (WEFER et BERGER, 1991) et chez l'huître *Neopycnodonte zibrowii* (WISSHAK et al., 2009). D'autre part, un impact trophique, c'est-à-dire une influence de la nourriture, a été proposé pour expliquer les fluctuations intra-annuelles du $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles de la moule *Mytilus edulis* (VANDER PUTTEN et al., 2000) et de l'huître *Crassostrea gigas* (LARTAUD et al., 2010b). Enfin, une influence du métabolisme entraînant une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de la coquille au cours de l'ontogénèse a été montré chez certains bivalves comme *Pecten maximus* (LORRAIN et al., 2004), *Pinna nobilis* (FREITAS et al., 2005), *Mercenaria mercenaria* (GILLIKIN et al., 2007) ou encore *Neopycnodonte zibrowii* (WISSHAK et al., 2009). Cependant plusieurs études menées sur les huîtres *C. virginica* (KIRBY et al., 1998 ; KIRBY, 2000 ; SURGE et al., 2001) et *C. gigas* (HONG et al., 1995) n'ont reporté aucune dérive ontogénétique dans les enregistrements de $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles.

3.4.3 Les éléments traces dans la coquille

Incorporation des éléments traces dans les carbonates

Les cations en solution dans l'eau de mer peuvent s'incorporer dans le carbonate de calcium de la coquille selon trois procédés distincts (RENARD, 1984) :

- par coprécipitation, c'est-à-dire par substitution du Ca^{2+} par des cations de même valence et de rayon ionique voisin (0.99 Å) ;
- par adsorption, c'est-à-dire par fixation du cation à la surface du cristal grâce à des forces d'attraction exercées par les atomes superficiels (DARDENNE, 1967), l'adsorption augmentant en même temps que la surface du cristal ;

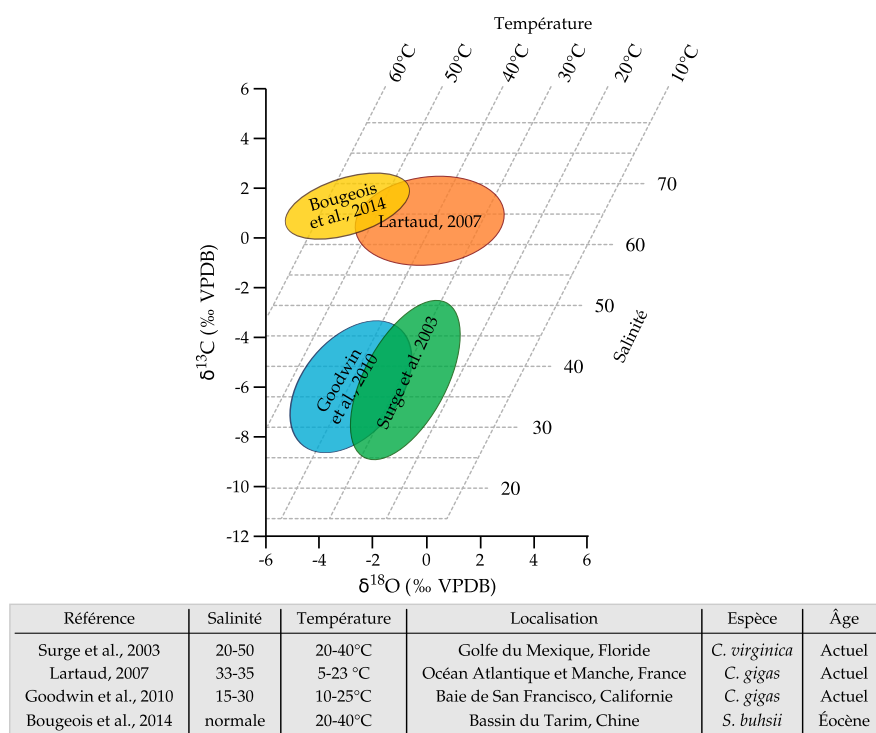


FIGURE 3.9 – Covariation entre signatures isotopiques en oxygène et en carbone de coquilles d'huîtres modernes et fossiles. Les isothermes et isohalins (pointillés gris) ont été proposés par SURGE et al. (2003) d'après une étude sur des coquilles provenant du Golfe de Mexico en Floride. Les conditions spécifiques en termes de salinité et de valeur de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de l'eau de mer du Golfe de Mexico ne permettent pas d'appliquer les relations linéaires établies ici à des coquilles provenant d'autres régions comme par exemples sur les côtes de la France (LARTAUD, 2007) ou dans la baie de San Francisco (GOODWIN et al., 2010). Il est ainsi impossible d'appliquer ce type de relation dans le passé (cf. incohérences avec les données provenant des coquilles de cette thèse, voir Chapitre 5).

- par occlusion, c'est-à-dire par piégeage d'impuretés dans les positions vacantes du cristal, dues à des défauts de structure.

L'incorporation des éléments traces dans un réseau cristallin est fonction du coefficient de partage K , dans le cas d'un élément trace x substituant l'élément majeur Ca^{2+} (McINTIRE, 1963) :

$$K_x = \frac{[x]/[\text{Ca}]_{\text{carbonate}}}{[x]/[\text{Ca}]_{\text{solution}}} \quad (3.7)$$

Ce coefficient de partage est contrôlé par trois facteurs principaux : la température (ou plus largement l'environnement), le niveau évolutif de l'organisme (effet spécifique) et la minéralogie (calcite, aragonite) (RENARD, 1984).

Teneur en éléments traces dans les coquilles de bivalves

Les principaux éléments traces qui ont suscité de l'intérêt en tant que traceurs paléoenvironnementaux dans les biominéralisations sont le strontium (Sr^{2+}) et le magnésium (Mg^{2+}) pour leur forte thermodépendance (LEAR et al., 2000 ; FREITAS et al., 2006 ; FREITAS et al., 2012 ; LOUGH,

2010), le manganèse (Mn^{2+}) pour son incorporation saisonnière (LARTAUD et al., 2006 ; LARTAUD et al., 2010a), le barium pour ses indications environnementales (GOODWIN et al., 2012), le sodium (Na^+) pour ses indications de salinité (WIT et al., 2013). Cette thèse se concentre principalement sur l'incorporation du magnésium dans la coquille de l'huître et aux facteurs qui la contrôlent.

La difficulté à élever des bivalves et à obtenir un modèle d'âge robuste à travers leur coquille a longtemps freiné la compréhension des liens entre le rapport Mg/Ca des coquilles calcitiques et la température de la solution parente. Toutefois, plusieurs relations linéaires entre Mg/Ca et température ont pu être établies pour des coquilles de moules (KLEIN et al., 1996 ; VANDER PUTTEN et al., 2000 ; FREITAS et al., 2008 ; WANAMAKER JR et al., 2008), de coquilles Saint-Jacques (FREITAS et al., 2006 ; FREITAS et al., 2008 ; FREITAS et al., 2012), de grandes nacres (FREITAS et al., 2005) et d'huîtres (SURGE et LOHMANN, 2008 ; MOUCHI et al., 2013) (Figure 3.10). Cette dernière est d'ailleurs la seule proposant un modèle d'âge fiable à travers la coquille, permettant de mieux contraindre la teneur en magnésium en fonction de la température du milieu. En effet grâce à une méthode de marquage de la coquille au manganèse (LARTAUD et al., 2010a), les variations des paramètres du milieu au cours de la croissance de l'animal ont pu être très bien calées sur les variations du rapport Mg/Ca enregistré dans le test calcitique (MOUCHI et al., 2013).

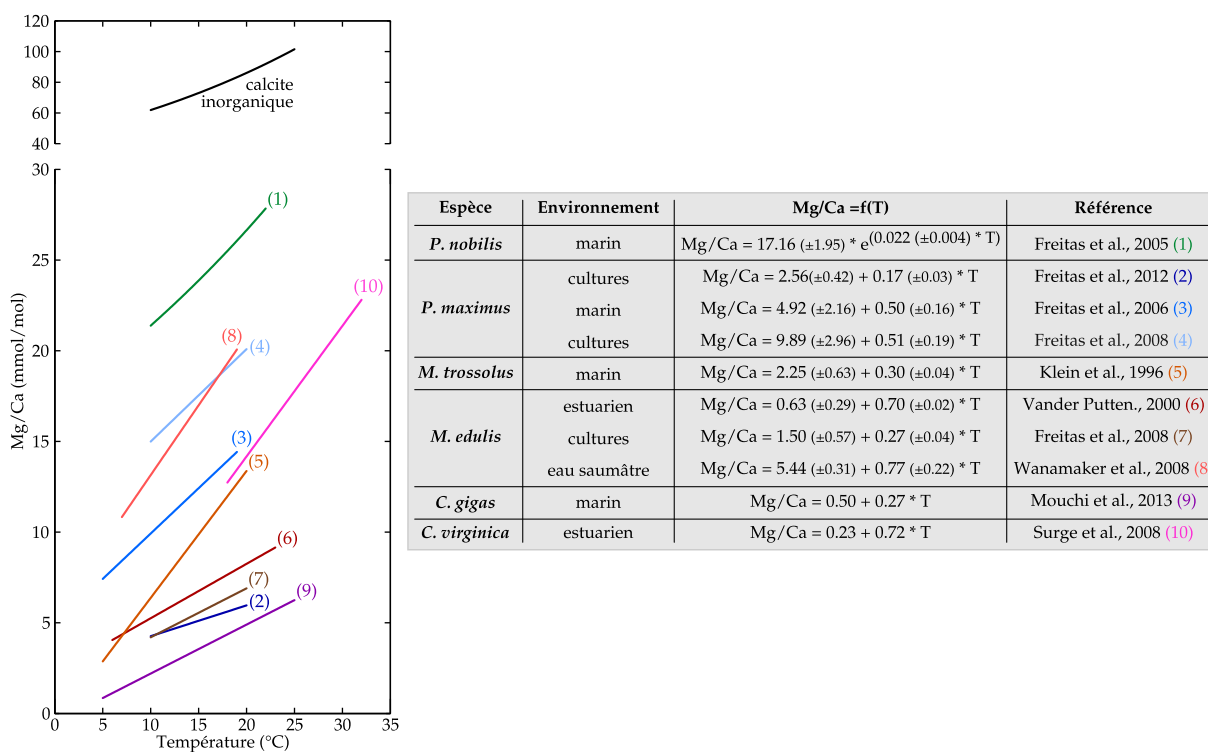


FIGURE 3.10 – Comparaison des calibrations Mg/Ca - température de la solution parente établies sur les zones calcitiques de coquilles de bivalves. L'équation liant la température au rapport Mg/Ca pour la calcite inorganique est donnée ici à titre de comparaison. Plusieurs estimations de l'équation Mg/Ca en fonction de T pour la calcite inorganique sont disponibles dans la littérature. On utilise ici celle issue des travaux de OOMORI et al. (1987), qui propose le jeu de données le plus important avec un bon contrôle de la température.

Malgré une amélioration de la connaissance du lien entre la teneur en magnésium et la température chez les bivalves, l'application des relations linéaires sur d'autres spécimens (et notamment dans le fossile) est encore très faible. Ceci peut s'expliquer par le fort impact spécifique sur l'incorporation du magnésium dans le carbonate calcitique (Figure 3.10) mais également des facteurs vitaux intrinsèques à chaque spécimens. Ainsi en plus de l'influence majeure de la température, les études ont montré un impact du métabolisme (ROSENBERG et HUGHES, 1991 ; VANDER PUTTEN et al., 2000 ; CARROLL et ROMANEK, 2008), du taux de croissance (WANAMAKER JR et al., 2008), de l'ontogénèse (FREITAS et al., 2005), de la matière organique (SCHÖNE et al., 2010), de la salinité (WANAMAKER JR et al., 2008) ou encore des variations de l'incorporation du Mg au sein même de la coquille (FREITAS et al., 2009). Cependant, ces observations ont été faites sur des coquilles de bivalves autres que des huîtres. Les chapitres 5 et 6 s'intéresseront ainsi à mieux cerner le comportement du magnésium au sein de la super-famille des Ostreoida.

DEUXIÈME PARTIE

ÉVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS PALÉOGÈNES EN ASIE CENTRALE



LES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS PALÉOGÈNES DE LA PROTO-PARATÉTHYS

Les cinq incursions marines de la Proto-Paratéthys ont pénétré plus ou moins profondément les bassins du Tarim, du Ferghana, de l'Alaï et Afghan-Tadjike (*cf.* Section 1.3.2). Ces mers chaudes et peu profondes ont été propices à l'installation et à la prolifération de diverses communautés de rudistes au Crétacé, puis de bivalves dominées largement par les huîtres au Tertiaire (LAN et WEI, 1995 ; LAN, 1997). Parmi ces communautés de bivalves, les huîtres sont des organismes intéressants pour la qualité du signal paléoclimatique enregistré dans leur coquille (*cf.* Chapitre 3). Cependant, le milieu pouvant largement influencer la signature géochimique des biominéralisations, une analyse de l'environnement dans lequel ont vécu les fossiles étudiés est nécessaire afin de mieux contraindre l'interprétation des résultats. Le travail effectué au cours de la thèse de Roderic Bosboom (*cf.* Section 1.3.2) apporte un cadre lithostratigraphique général et des reconstitutions paléogéographiques de qualité pour l'Éocène. Toutefois, aucune étude sédimentologique de faciès permettant de caractériser les environnements de dépôts et leurs évolutions au cours du temps n'a été effectuée dans cette zone d'Asie Centrale. Dans ce but, nous nous sommes focalisés sur deux sections du bassin du Tarim (Aertashi et la Mine, Figure 1.2) afin d'analyser d'une part les faciès des sédiments déposés au cours des trois incursions marines paléogènes (depuis la formation de Qimugen jusqu'au début de la formation de Kezilouyi) et d'en déduire leurs environnements de dépôts et d'autre part d'étudier l'évolution de la composition isotopique des carbonates afin de comprendre les facteurs climatiques, topographiques ou écologiques qui ont pu influencer la région. Les sections ont été sélectionnées pour leur bonne exposition, leur continuité d'enregistrement et leur accessibilité.

L'étude proposée dans ce chapitre nécessite un travail sédimentologique et géochimique plus approfondi pour en améliorer les résultats et interprétations avant publication. Néanmoins cette étude préliminaire apporte ici les observations et interprétations générales permettant de mieux contraindre l'évolution des environnements de dépôt, et au delà, les implications paléoclimatiques, tectoniques et paléogéographiques.

4.1 FACIÈS DE DÉPÔTS DU BASSIN DU TARIM

Les coupes levées montrent des faciès typiques d'environnements qui s'échelonnent depuis l'offshore jusqu'à la plaine alluviale (Figure 4.1). Les dépôts comprennent des roches terrigènes, évaporitiques et carbonatées contenant notamment bivalves, ostracodes, gastéropodes, bryozoaires, serpulides, échinoïdes, foraminifères, algues et écailles de poissons. Nous avons regroupé les faciès en six associations de faciès présentées, dans la suite, depuis les milieux les plus proximaux aux plus distaux. Ces associations se retrouvent dans différentes formations du Paléogène. Leur position stratigraphique est indiquée sur les Figures 4.4 et 4.5.

4.1.1 Association de faciès A1 : environnements de plaine alluviale

On retrouve dans cette association des argilites silteuses rouges alternant avec des bancs silto-gréseux brun-rouge ou bleuâtres et de manière mineure de gypse et de marnes silteuses. Les argilites silteuses sont très fines, au toucher soyeux et laminées. Elles peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur. Les siltites gréseuses varient latéralement de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Dans ce dernier cas, elles présentent une base érosive formant des chenaux qui incisent les argilites encaissantes. Les parties les plus minces montrent un litage oblique en auge centimétrique (Figure 4.2a). Les parties les plus épaisses sont soit massives ou bien montrent un litage oblique en auge d'échelle décimétrique. Des niveaux centimétriques de marnes silteuses ou bien de gypse nodulaire (*chicken wire*, Figure 4.2b) ainsi que des traces de bioturbation apparaissent localement dans les argilites silteuses rouges. Les traces de racines sont rares.

Les litages entrecroisés d'échelles centimétrique et décimétrique correspondent à des dépôts de rides et de mégarides de courant à crêtes sinueuses. La géométrie des crêtes de rides et de mégarides ainsi que les incisions de chenaux indiquent un niveau d'énergie relativement élevé (HARMS, 1982). La faible épaisseur et la faible extension latérale des chenaux indiquent un écoulement unidirectionnel éphémère dans une plaine alluviale en aggradation. Cette hypothèse est corroborée par le passage latéral des chenaux à mégarides aux niveaux fins à rides qui peuvent être interprétés comme des dépôts d'épandages de crevasses symptomatiques de phénomènes d'avulsion dans une plaine alluviale (SMITH et al., 1989). Dans ce cas alternent des périodes calmes où les argiles décantent et des périodes de crues plus turbulentes creusant des chenaux qui peuvent déborder en épandage de crevasse. Ces dépôts fluviatiles éphémères, associés à d'abondantes bioturbations, indiquent la présence épisodique d'eau de surface en grande quantité alors que les occurrences de gypse nodulaire formé par pompage phréatique indiquent des périodes répétées d'humidification et d'assèchement (JAMES et DALRYMPLE, 2010). Ces caractéristiques sont typiques de climats semi-arides à forts contrastes saisonniers (COJAN et RENARD, 2006). Cette interprétation est confortée par la rareté des traces racinaires qui semble indiquer un milieu instable dont la surface en perpétuelle modification n'offre pas le temps

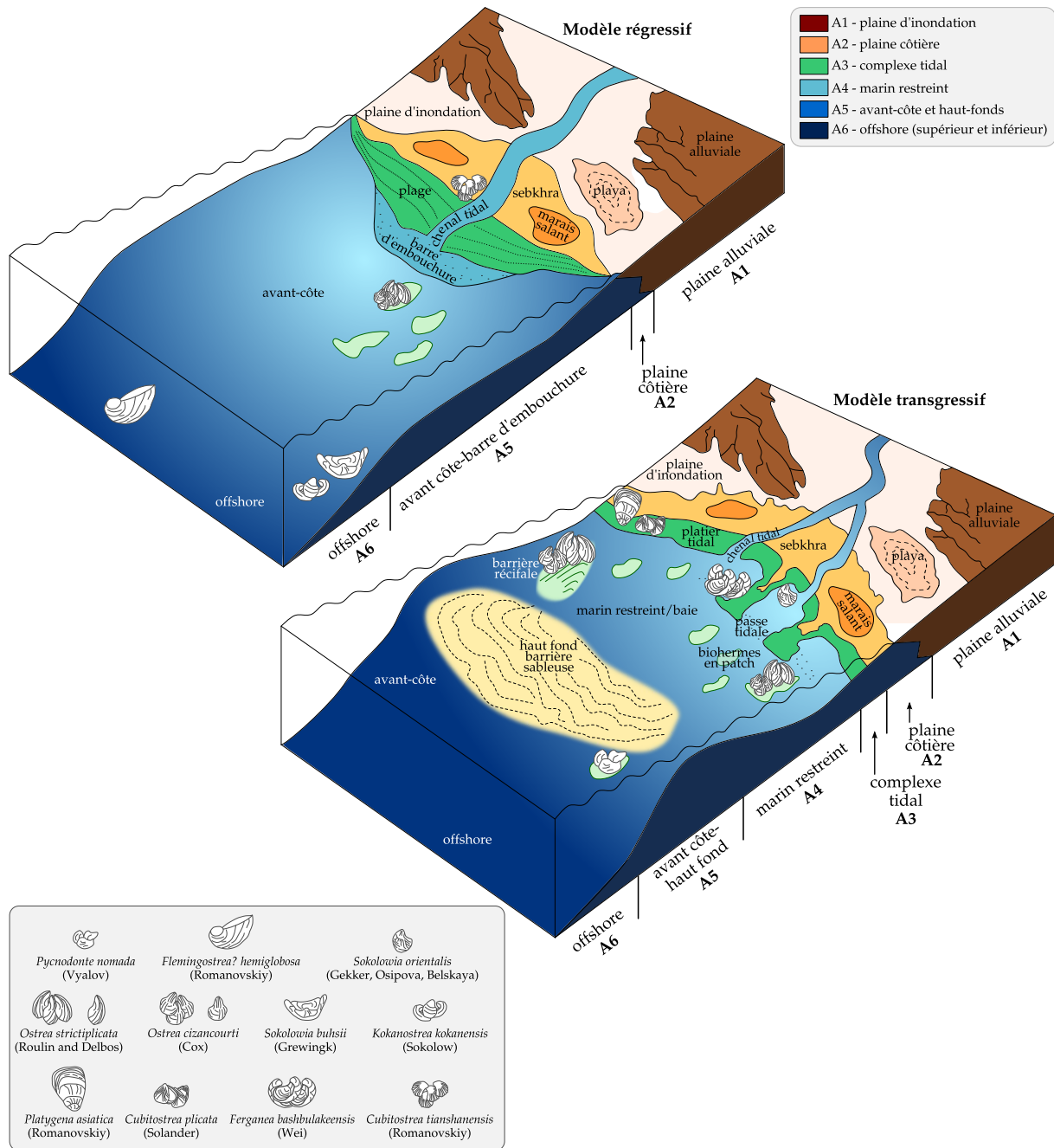


FIGURE 4.1 – Modèles de profil de dépôt en phase transgressive ou régressive dans l’ouest du bassin du Tarim. Les principales espèces d’huîtres observées sont reportées sur ce profil de dépôt. Chaque association de faciès est associée à une couleur qui sera reportée dans les figures 4.4 et 4.5.

suffisant à l’installation de sols ou au moins de systèmes racinaires pérennes.

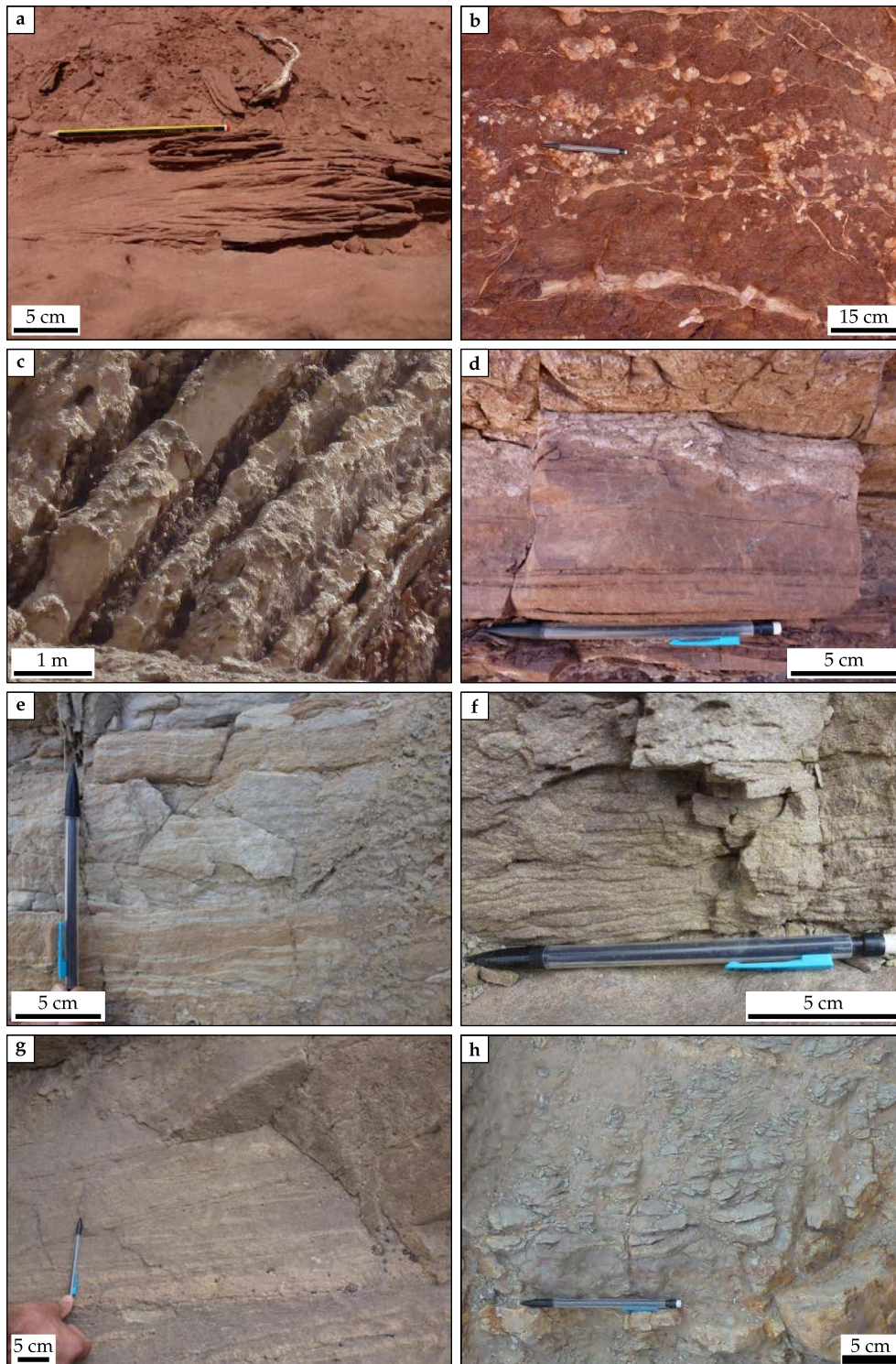


FIGURE 4.2 – Environnements de dépôts et faciès sédimentaires. **a.** Épanchement de crevasse : siltstone à ride de courant 3D. **b.** Playa : argiles et gypse nodulaire. **c.** Sebkhra : gypse massif en alternance avec des argiles rouges. **d.** Plaine côtière : séquence varvée à doublets de lamines et d'interlamines silt/argiles **e.** Complexe tidal : doublets lamines/interlamines de grainstone/packstone à rides de courant. **g.** Barre littorale : calcaire bioclastique de type grainstone présentant des rides de houle. **f.** Plage : calcaire bioclastique de type grainstone présentant des laminations planes avec des grandes troncutures d'angle faible. **h.** Offshore : marnes bleu-vert laminées au dessus d'un banc de tempête.

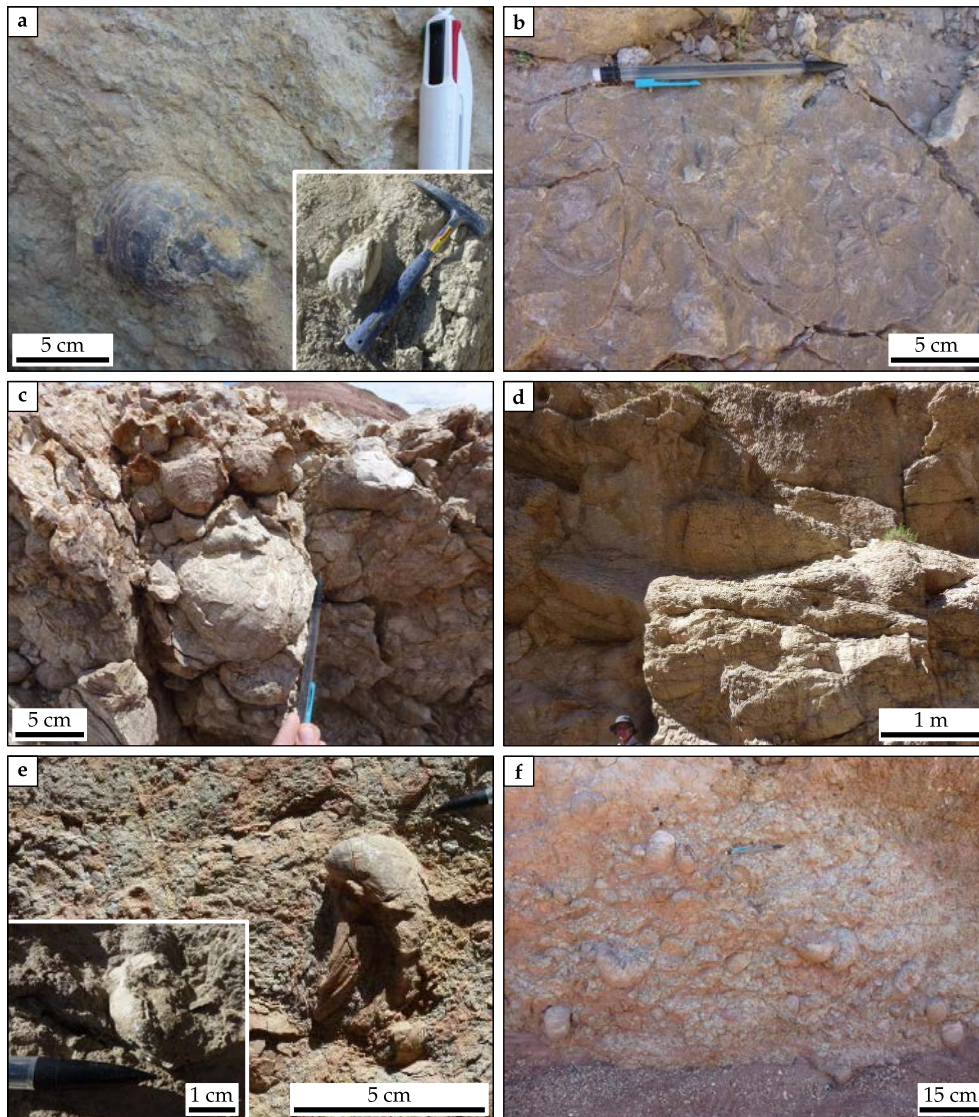


FIGURE 4.3 – Environnements à huîtres. **a.** *F. hemiglobosa* vivant de manière isolée dans des marnes bleues. La présence de *Chlamys* sp., d’écailles de poisson, de foraminifères benthiques attestent d’un milieu marin ouvert. Floatstone (**b.**), récif en patch (**c.**) et bioherme plurimétrique (**d.**) à *O. (T.) cizancourti* et *O. (T.) strictiplicata*. **e.** *S. buhsii* vivant de manière isolée dans des marnes bleues. La présence de bryozoaires, de *Chlamys* sp., d’échinodermes et de foraminifères benthiques attestent d’un milieu marin franc et ouvert. Dans l’encadré, le corps d’un oursin bien préservé. **f.** Banc contenant des lentilles de *F. bashibulakeensis*. La préservation des coquilles atteste d’un faible transport post-mortem.

4.1.2 Association de faciès A2 : environnements de plaine côtière

Cette association de faciès comprend des bancs de gypses massifs décimétriques à plurimétriques, interdigités (1) de lits d’argilites et siltites argileuses rouges laminées pouvant contenir des nodules de gypses (Figure 4.2c) et (2) de lits sableux ou gréseux carbonatés à granules de nature hétérolithique. Les argilites et siltites rouges montrent des passées varvées à dou-

blots de lamines et d'interlamines silt/argiles (Figure 4.2d) et localement des passées fortement bioturbées. Dans la formation Bashibulake, les huîtres *Platygena asiatica* et *Cubitostrea plicata* à coquilles systématiquement désarticulées sont fréquentes. Elles sont remplacées vers le haut par des *Cubitostrea tianshanensis* et *Donax chion* qui forment de véritables lits coquilliers. Les lits à granules montrent un granoclassement normal fruste passant vers le haut à des sables ou grès massifs à grains flottants dans une matrice sableuse, dont le toit est bioturbé par des traces fossiles obliques à ménisques.

Les gypses massifs épais sont typiques de dépôts évaporitiques très riches en sels, précipitant de manière subaquatique dans une nappe d'eau semi-pérenne, donc probablement proches d'une source d'eau marine. Cette connexion avec le milieu marin est corroborée par la présence d'huîtres désarticulées ou bien formant des lits coquilliers qui indiquent une alimentation épisodique de l'estran par les courants marins. Toutefois, la présence de nodules de gypses dans les silts et argilites silteuses rouges, entre les barres plus massives, est le résultat d'une précipitation plutôt subaérienne lors des fluctuations de niveau de la nappe phréatique comme rencontré dans les sebkhras actuelles (COJAN et RENARD, 2006 ; JAMES et DALRYMPLE, 2010). La présence de nappes temporaires est confirmée par la présence de séquences varvées probablement lacustres alternant avec des zones bioturbées. L'influence continentale est confirmée par la présence de lits à granules d'origines variées, granoclassés mais flottant dans une matrice sableuse massive, impliquant un régime tractif dans un écoulement très fortement chargé en sédiment, de type crue. Ce milieu de dépôt relativement plat, sans chenaux, situé à la frontière entre le milieu marin et le domaine continental est interprété comme un environnement de plaine côtière où co-existent des lagunes temporairement connectées au milieu marin et de petites nappes d'eau douce ou saumâtres temporaires à influence continentale plus franche.

4.1.3 Association de faciès A3 : environnements de complexe tidal

On retrouve dans cette association de faciès des alternances de bancs décimétriques à métriques de calcaires bioclastiques de textures particulièrement variées avec des argilites silteuses laminées en niveaux centimétriques à décimétriques. Ce faciès comprend des calcaires grainstones à structures obliques en auge décimétriques dont certaines montrent des figures en arêtes de poisson (*herringbones*) passant vers le haut à des faciès fins à doublets lamines/interlamines de grainstone/packstone à rides de courant et d'argilites bioturbées. Ces doublets montrent parfois des séquences d'une vingtaine de centimètres qui s'épaississent et s'amincissent progressivement (Figure 4.2e).

Les grainstones bioclastiques à obliques en auge correspondent à des dépôts de mégarides de courant dont les figures en arête de poissons témoignent de l'influence de courants alternatifs tels que les courants de flots et de jusant qui agissent dans les chenaux de marées (DE BOER et al., 1988). Ces dépôts sont surmontés par des sédiments fins à doublets sable/argile typiques d'alternances

cycliques de périodes à faible courant et de périodes où le matériel fin en suspension dans la tranche d'eau décante progressivement tel que ce que l'on peut l'observer lors de l'étalement des marées. L'évolution progressive de ces doublets en amincissement et épaissement rappelle les dépôts rythmiques déposés en zone intertidale sur les replats de marée lors des cycles morte eau/vive eau ou bien les cycles annuels. Ces faciès apparaissent généralement dans les fonds d'estuaires connectés à un réseau fluvial ou plus probablement ici dans des rias qui s'insèrent dans les invaginations côtières.

4.1.4 Association de faciès A4 : environnements marins restreints ou de baie

Cette association de faciès comprend des calcaires mudstones à wackestones entièrement bioturbés qui passent vers le haut à des flostones (Figure 4.3b) puis des boundstones métriques à huîtres (*O. (T.) cizancourti* et *O. (T.) strictiplicata*). Les mudstones et wackestones montrent localement des lentilles décimétriques (Figure 4.3c) à plurimétriques (Figure 4.3d) de boundstones à huîtres reposant sur des packstone/grainstone à fantômes de structures de rides et recoupés par des grainstones bioclastiques grossiers bioturbés à laminations planes. Ces derniers sont fréquemment imprégnés de ciment ferrugineux. Dans la formation Bashibulake des lentilles de siltstones marneux bleuâtres contiennent des Pectinidés (*Chlamys* sp.) ainsi que des huîtres (*Ferganea bashibulakeensis*) dont la coquille est d'une part largement perforée par des bivalves lithophages et d'autre part encrustée par des bryozoaires.

Les faciès fins mudstone/wackestone correspondent à un dépôt dans un milieu de faible énergie riche en nutriment comme l'atteste l'abondante bioturbation. Ils passent vers le haut progressivement à des flostones puis boundstones à huîtres qui marquent l'installation progressive dans un milieu protégé de faible énergie de biohermes à huîtres. Ils sont toutefois parfois recoupés par des faciès marins granulaires grossiers à laminations de haute énergie qui indiquent l'influence épisodique de la houle. La destruction épisodique par la houle des biohermes ponctuée de période de lacunes attestée par les imprégnations ferrugineuses de fond durci semble indiquer un milieu protégé des vagues permanentes soit par une profondeur importante soit plus probablement par une série de haut fond limitant de larges baies. Cette interprétation est corroborée par la présence en amont de rias qui alimentent la baie en nutriments et indiquent la présence d'un littoral particulièrement découpé.

4.1.5 Association de faciès A5 : environnements d'avant-côte et de haut-fond

Cette association regroupe de bas en haut une succession de calcaires bioclastiques, grano- et strato-croissante comprenant trois faciès. (1) Un faciès à alternances centimétriques à décimétriques de mudstones et de packstones/grainstones très fins à rides de houles et rides combinées

houle-courant (Figure 4.2f). Ce faciès est bioturbé et montre des traces de terriers horizontaux et obliques à ménisques en *boxwork*. (2) Un faciès avec des bancs décimétriques à métriques de packstones/grainstones à limites ondulées, jalonnées de terriers simples obliques et verticaux de l'ichnofaciès à Skolithos. Ce faciès montre des laminations d'angle faible en mamelons (HCS, *hummock cross stratification*, DOTT et BOURGEOIS, 1983) qui passent vers le haut à des auges simples (SCS, *swaley cross stratification*). (3) Un faciès de grainstones moyens à grossiers montrant des laminations planes avec des grandes troncutures d'angle faible (Figure 4.2g) recoupées de terriers verticaux. Dans la coupe d'Aertashi, ce faciès est remplacé par un ensemble de bancs métriques parfois érosifs de grainstones bioclastiques très grossiers, à galets mous, encroûtements de bryozoaires, huîtres brisées organisés en séquences grano- et strato-décroissantes. Ces séquences montrent à la base un litage d'obliques en auge composées et complexes (RUBIN, 1987) qui disparaissent progressivement vers le haut, oblitérées par une abondante bioturbation.

Ces faciès carbonatés détritiques, parfois grossiers, à coquilles d'huîtres (*Pycnodonte nomada*) et bryozoaires, témoignent d'un environnement marin de haute énergie. Les nombreux terriers et la bioturbation attestent d'un milieu oxygéné propice au développement de la vie. La présence de rides de houle, de litages en mamelon de type HCS et en auge de type SCS indique un environnement dominé par la houle à l'image de ce qui pourrait être observé aujourd'hui dans les barrières et hauts fonds littoraux. Les laminations planes avec des grandes troncutures d'angle faible suggèrent un environnement de plage, typique des parties supérieures de l'avant côte où déferlent les vagues. Ces faciès passent à Aertashi à d'épaisses séquences granodécroissantes, à base érosive, galets mous et litage obliques interprétées comme des chenaux comblés par des empilements de barres longitudinales composites. Ces objets sont interprétés comme des barres d'embouchures formées à l'exutoire des chenaux de marées. Ces chenaux recoupent localement la barrière littorale et assurent le transit de matériel sédimentaire entre les replats de marées (galets mous) et le lagon, et le domaine marin ouvert.

4.1.6 Association de faciès A6 : environnements d'offshores supérieur et inférieur

Cette association de faciès comprend des argilites noires, finement laminées ainsi que des sédiments marneux fins bleu-vert dans lesquels on retrouve localement des lits coquilliers et de grainstones bioclastiques centimétriques. Les argilites et marnes montrent une biodiversité importante avec des foraminifères, des oursins (Figure 4.3e), des bryozoaires, des écailles de poissons oxydées ainsi que des Pectinidés de type *Chlamys* sp.. On y trouve également des huîtres *Flemingostrea hemiglobosa* dans la formation Qimugen (Figure 4.3a) et *S. buhsii* dans la formation Wulagen (Figure 4.3e) vivant de manière isolée ou par clusters de 3-4 spécimens. Les lits coquilliers et de grainstones sont généralement granodécroissants et montrent une base érosive à gouttières d'érosion à fond rond et un toit durci bioturbé souvent imprégné d'oxydes de fer (Figure 4.2h). Ces bancs sont massifs ou bien présentent des laminations ondulées d'angle

faible recoupées par des surfaces d'érosion d'angle faible de type HCS. Sur ces bancs indurés (tempêtes ou hardground), l'espèce *Kokanostrea kokanensis* (formation Wulagen) colonise le milieu de manière grégaire, avant de laisser la place à l'espèce *S. buhsii* lorsque le sédiment devient plus mou .

Compte tenu de la lithologie fine des sédiments l'environnement correspondant à cette association de faciès est un environnement calme. La grande diversité de la faune retrouvée avec les communautés de bivalves indique un milieu marin ouvert. L'ensemble attestant d'un environnement d'offshore. Les petits bancs bioclastiques ou coquilliers à base nette, érosive, et toit bioturbé avec des structures en HCS sont typiques de milieux situés en offshore supérieur sous la limite d'action des vagues de beau temps et au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempête (KREISA, 1981 ; HANDFORD, 1986). Les bancs massifs ressemblent en revanche aux lits gradés de tempêtes décrits par AIGNER (1982) et qui peuvent se déposer, en offshore inférieur, au dessous de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

4.2 VARIATIONS DES ENVIRONNEMENTS PALÉOGÈNES D'ASIE CENTRALE

4.2.1 Variations générales du niveau marin

La succession des environnements de dépôts déduits de l'analyse sédimentologique nous permet d'identifier trois incursions marines du second ordre (3-50 Ma, HAQ et al., 1987) dans la section de la Mine, tandis que seulement deux sont enregistrées dans les dépôts sédimentaires à la section d'Aertashi. Ceci est en parfait accord avec les observations faites lors de précédentes études (Figures 1.10 et 4.6, LAN et WEI, 1995 ; LAN, 1997 ; BOSBOOM et al., 2014b ; BOSBOOM et al., 2014c). Notre analyse permet toutefois d'affiner les variations du niveau marin relatif dans les sections étudiées (Figures 4.4 et 4.5). D'une part, par rapport aux études lithostratigraphiques (BOSBOOM et al., 2014b ; BOSBOOM et al., 2014c) qui ne donnaient que des tendances générales. D'autre part, rapport aux études paléontologiques (LAN et WEI, 1995 ; LAN, 1997) qui ne définissaient que les milieux supratidaux, intertidaux et subtidaux, sans davantage de précision sur les différentes zones marines.

4.2.2 Environnements à huîtres

Communauté de bivalves paléogènes dans le bassin du Tarim

En écologie, une communauté est un terme général pour définir tout groupe de population de différents organismes vivant ensemble dans un environnement particulier. Une communauté est alors nommée d'après les espèces dominantes et caractéristiques. Les communautés de bivalves dans le bassin du Tarim ont été largement étudiées par LAN et WEI (1995) et LAN (1997) qui proposent l'étude systématique régionale la plus récente dans la littérature. Ces communautés sont toutes autochtones ou paraautochtones, attestant de leur milieu de vie au moment de leur

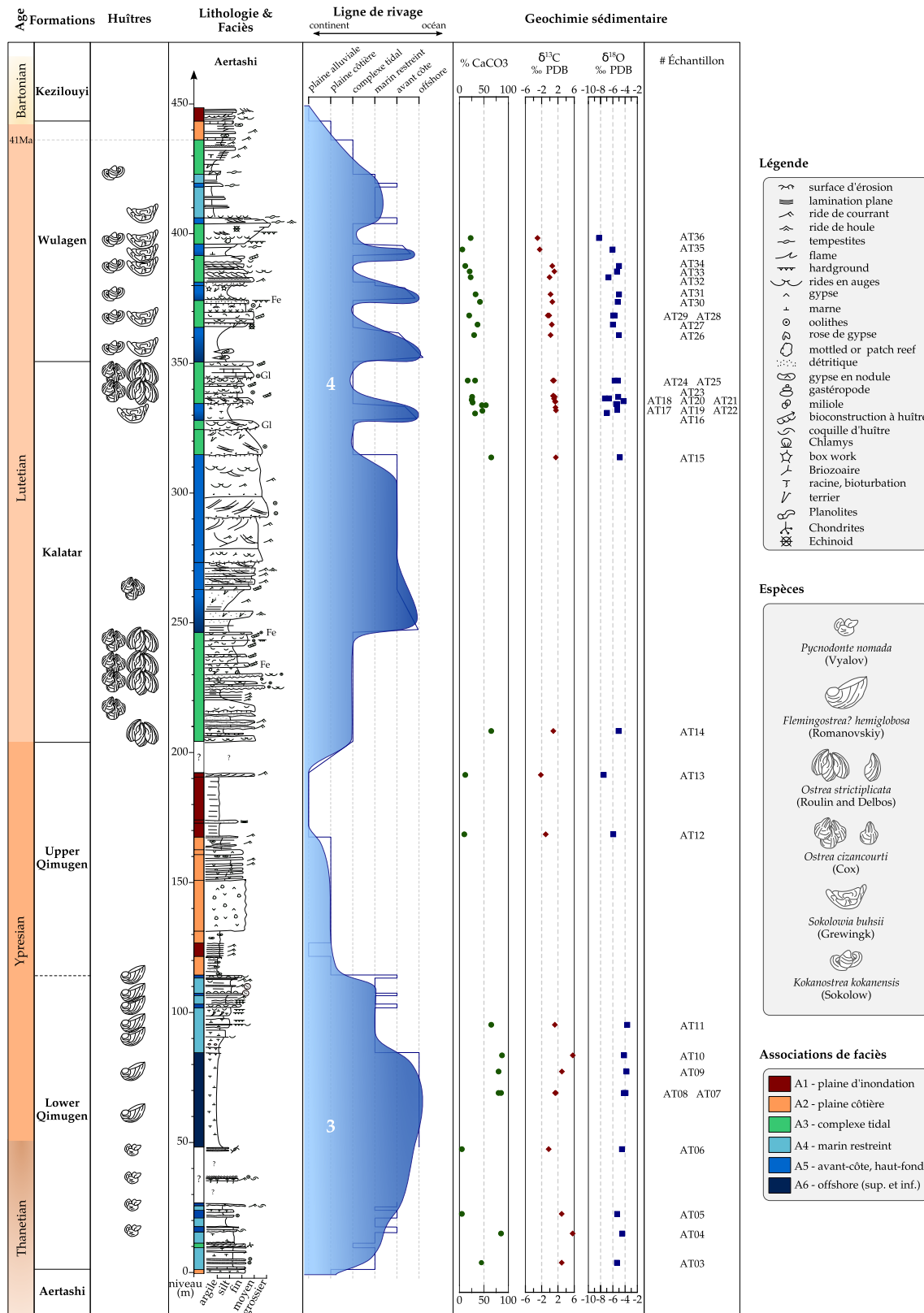


FIGURE 4.4 – Log sédimentologique de la section d'Aertashi. Le cadre stratigraphique est défini d'après LAN et WEI (1995) ; LAN (1997) ; BOSBOOM et al. (2014b) ; BOSBOOM et al. (2014c) (cf. Section 1.3.2). Sont représentées dans cette figure : les différentes formations lithologiques, les espèces d'huîtres retrouvées, l'interprétation des faciès sédimentaires en terme d'environnement de dépôt (selon le modèle Figure 4.1) ainsi que la position de la ligne de rivage et la composition isotopique des sédiments (cf. Section 4.3). Les grandes incursions marines (variations du niveau marin de second ordre) sont indiquées par les chiffres 3, 4 et 5 correspondants. Échelle équivalente pour les carbonates : argile = mudstone, silt = siltstone, fin = wackestone, moyen = packestone, grossier = grainstone.

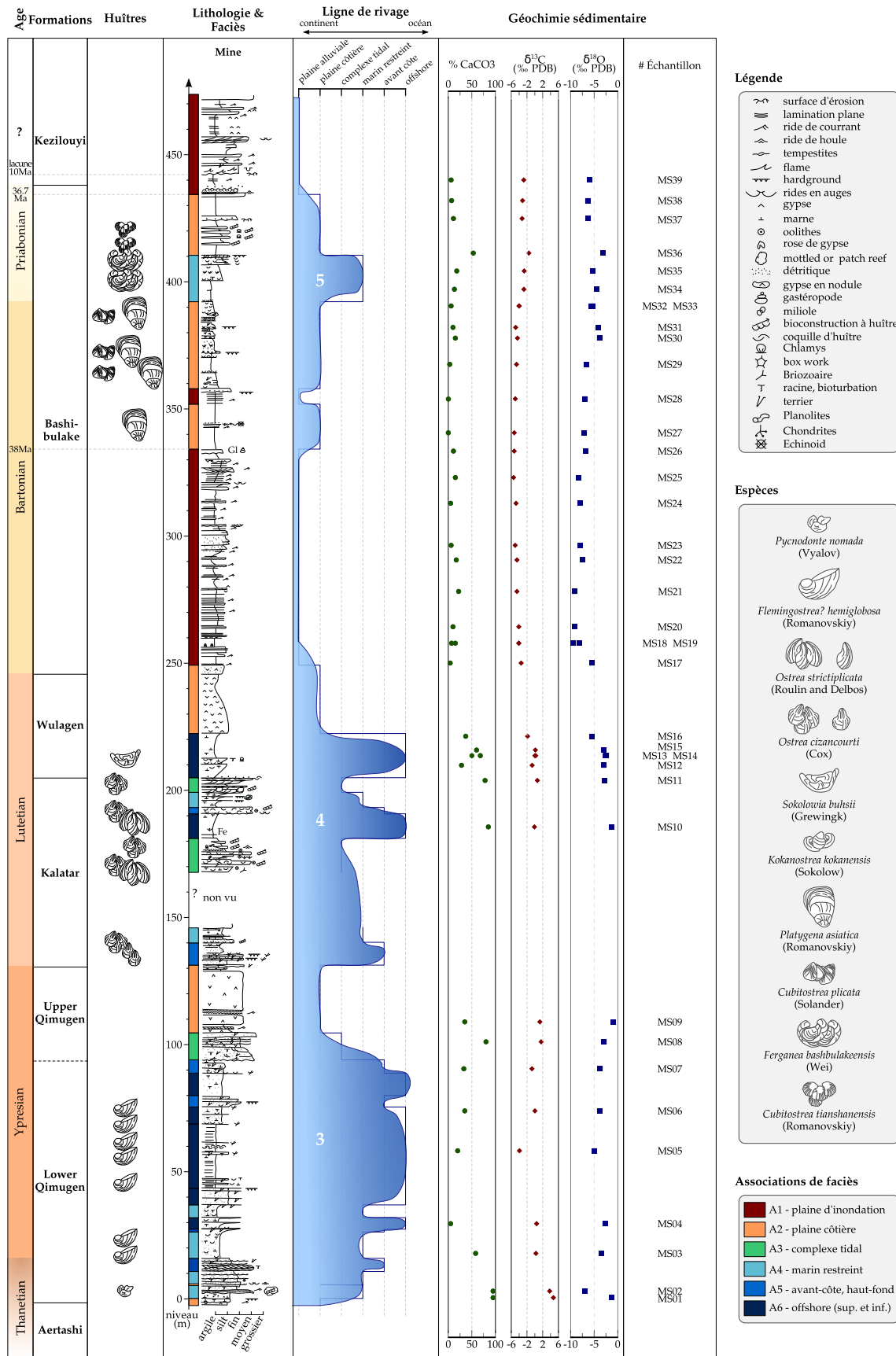


FIGURE 4.5 – Log sédimentologique de la section de la Mine. Pour le détail de la légende, voir Figure 4.4.

Age	Formation	Communauté Genre et espèces	Faciès	Salinité	Niveau Marin continent ← océan →	Espèces caractéristiques		
ÉOCÈNE	Priabonian	<i>Cubitostrea</i> <i>Donax</i> , <i>Ferganea</i>	plateforme de bord de mer	haute		XII		
			Intertidal				normale	XI
		<i>Anomia</i> , <i>Ferganea</i> , <i>Lithophaga</i> <i>Crassatella</i> , <i>Chlamys</i> <i>Platygena</i> , <i>Lithophaga</i> , <i>Chlamys</i> <i>Corbula</i> , <i>Pholadomya</i> <i>Platygena</i> , <i>Lithophaga</i> , <i>Pholadomya</i> <i>Anomia</i> , <i>Corbula</i> , <i>Chlamys</i>	Subtidal - zone peu profonde	normale		X		
			Intertidal				normale	IX
			plateforme de bord de mer					
	Wulagen	<i>Ostrea</i> (<i>O</i>) <i>uluggatica</i> <i>Sokolowia</i> , <i>Panopea</i> <i>Kokanostrea kokanensis</i> <i>Sokolowia buhsii</i> <i>O. (T) cizancourti</i> <i>O. (T) strictiplicata</i>	Lagune	haute		VII		
		Kalatar	Subtidal - zone peu profonde	normale			VI	
	Récif de plage zone subtidale		normale	VII				
						Récif de plage		normale
	Ypresian	<i>Sokolowia orientalis</i> <i>O. (T) strictiplicata</i>	Récif de plage	normale		IV		
			Supratidal				normale à saumâtre	III
		Qimugen	<i>O. (Turkostrea) afghanica</i> <i>Sokolowia orientalis</i>	Intertidal		normale		
<i>O. (Turkostrea) afghanica</i> <i>Sokolowia orientalis</i> <i>Corbula</i> , <i>Solecuretus</i> , <i>Cardita</i> , <i>Tellina</i> <i>Flemingostrea hemiglobosa</i> <i>Panopea</i>			Supra à intertidal	normale	I			
			Subtidal - zone peu profonde				normale	
PALÉOCÈNE	Thanetian	<i>Panopea</i> , <i>Ostrea bellovacina</i>	Subtidal - zone peu profonde	normale	II			
						Selandian	<i>Pycnodonte camelus</i> , <i>Eomeritrix</i> <i>Cardita</i> <i>Eomeritrix</i> , <i>Pelecypor</i> <i>Brachidontes</i> , <i>Cardita</i>	platier sableux ou intertidal
	Danian	Aertashi	<i>Corbula</i> <i>Brachidontes</i>	Intertidal	haute			

FIGURE 4.6 – Cadre stratigraphique des communautés de bivalves paléogènes à l’ouest du Bassin du Tarim. Les chiffres romains correspondent aux communautés décrites dans les Figures 4.7, 4.8 et 4.9. Cette synthèse résulte d’une compilation de données d’après LAN et WEI (1995) et LAN (1997). Les âges ont été revus d’après BOSBOOM et al. (2014b) et BOSBOOM et al. (2014c).

fossilisation. Une synthèse des douze communautés paléogènes de bivalves de l'ouest du bassin du Tarim est proposée dans les Figures 4.7, 4.8 et 4.9. La plupart des espèces caractéristiques de ces communautés ont également été recensées dans les bassins du Ferghana et Afghan-Tadjike, permettant d'extrapoler les observations faites dans le Tarim à l'ensemble de la zone d'étude étudiée dans le cadre de cette thèse (Bosboom et al., 2014a, Figures 1.11, 1.12 et 1.13).

Variation des environnements à huîtres

Les communautés de bivalves recensées précédemment (Figures 4.7, 4.8 et 4.9) n'ont pas toutes été observées dans les sections d'Aertashi et de la Mine. Ainsi nous ne discutons ici que des espèces étudiées lors de notre analyse de terrain.

3^e incursion marine. L'huître *Pycnodonte nomada* est retrouvée dans des sédiments oolithiques carbonatés bioclastiques bioturbés contenant des bryozoaires, des ostracodes, des algues et des épines d'oursin. Cette espèce vit de manière grégaire sous forme de petits récifs. La diversité de la faune indique un milieu marin franc, la présence d'oolithes et de rides de courant suggère un milieu relativement agité et soumis à l'action des vagues. La communauté *O. bellovacina-P. corrugata* à laquelle appartient l'espèce *P. nomada* est ainsi située dans un milieu d'avant-côte ou de haut fond, séparant le milieu offshore d'un milieu marin plus restreint (Associations de faciès A5). La composition faunique décrite ici est en accord avec les observations faites par LAN (1997). Toutefois le milieu dans lequel vivait cette communauté est légèrement différent par rapport aux études précédentes qui la positionnaient en zone subtidale (LAN, 1997, Figure 4.10) ou encore en milieu intertidal ou estuarien (LAN et WEI, 1995).

L'huître *Flemingostrea hemiglobosa* vit de manière isolée dans des sédiments marneux gris-verts contenant foraminifères, des oursins, des bryozoaires et des écailles de poissons. La grande diversité de la faune indique un milieu marin ouvert, tandis que la fine granulométrie des sédiments suggère un milieu de dépôt calme. Ceci nous permet de positionner la communauté *Flemingostrea-Panopea* en milieu d'offshore. Toutefois, certains bancs marneux présentent des zones oxydées ainsi que des bancs bioturbés ou condensés. Ceci indique un milieu plus proximal mais toujours sans énergie, probablement dans une baie, en milieu marin restreint. Ces interprétations diffèrent légèrement de la position de la communauté proposée par LAN (1997) (Figure 4.10).

4^e incursion marine. L'huître *Sokolowia orientalis* apparaît à Aertashi en position de vie en petits groupes de quelques spécimens dans des sédiments carbonatés à oolithes. Ces sédiments sont microlaminés et présentent des rides de courant. On interprète cet environnement comme intertidal, soumis à l'action des vagues. Cette espèce fut peu observée dans nos coupes, probablement à cause des sédiments carbonatés relativement durs de la formation Kalatar des sections de la Mine et d'Aertashi. En effet, cette espèce a plutôt tendance à s'installer sur des environnements boueux (LAN et WEI, 1995). Par ailleurs, GEKKER et al. (1962) qui déterminèrent cette espèce, précisèrent qu'il s'agit d'une espèce euryhaline, vivant dans des environnements saumâtres.

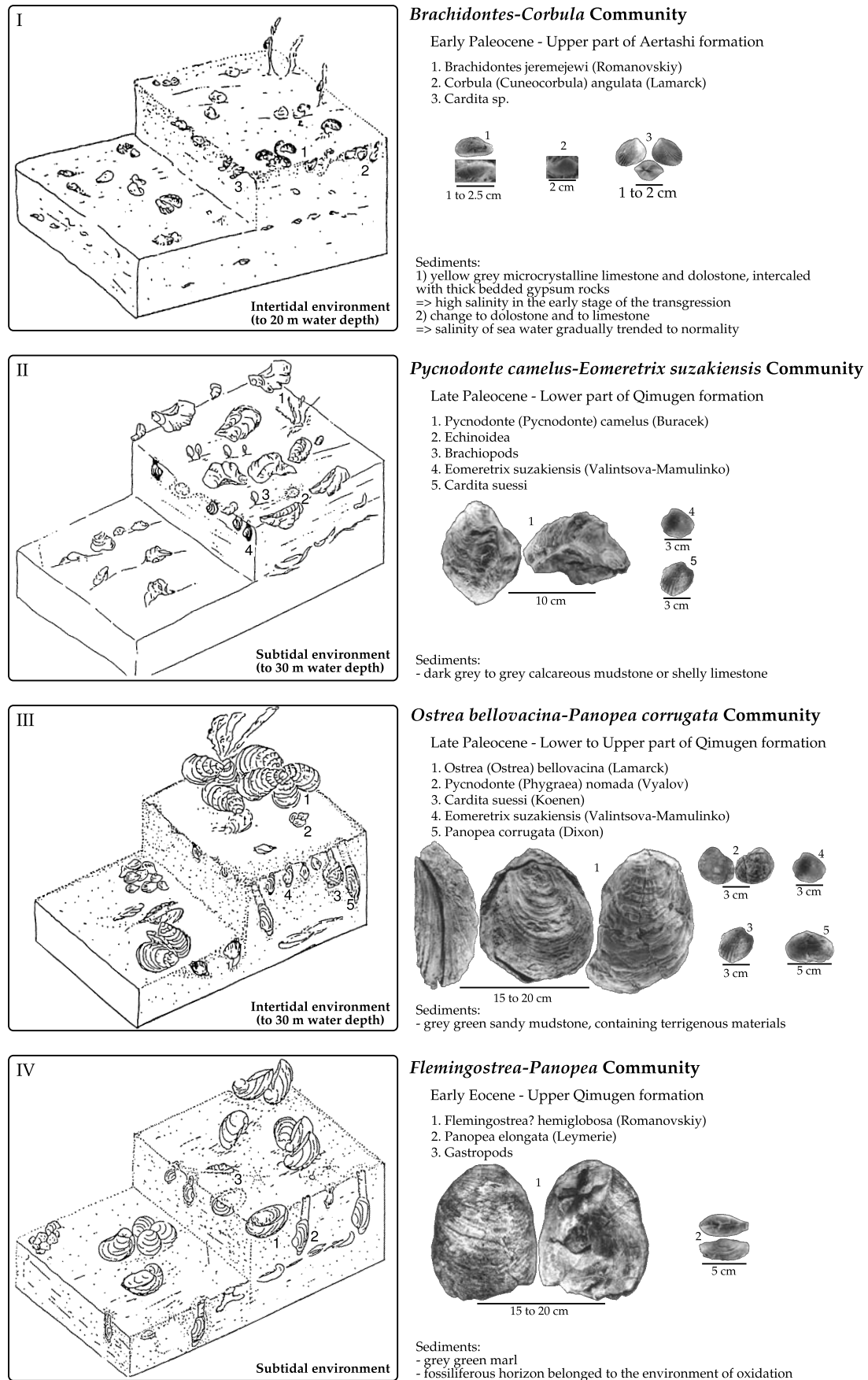
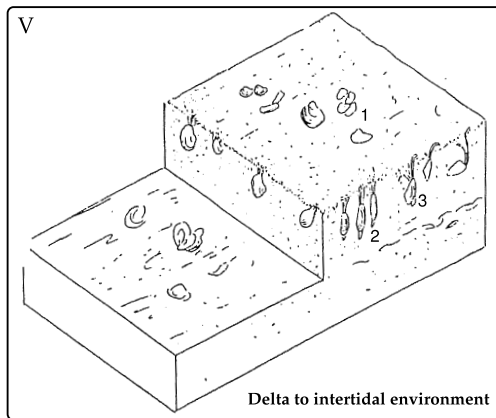


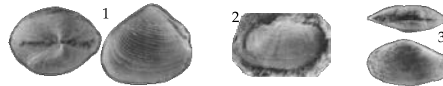
FIGURE 4.7 – Description des communautés à bivalves du Paléocène inférieur à l'Éocène inférieur dans l'ouest du bassin du Tarim. Synthèse faite d'après une compilation de données d'après LAN et WEI (1995) et LAN (1997).



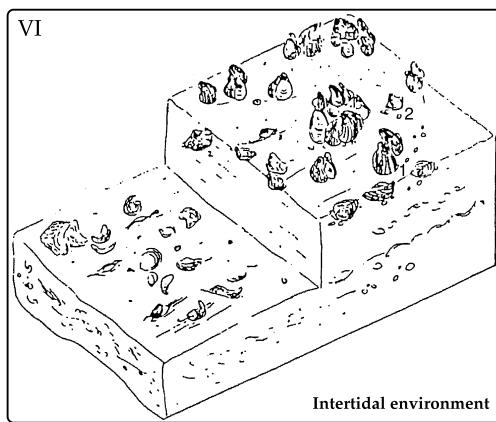
Corbula-Solecortus-Tellina Community

Early Eocene - Upper Qimugen formation

1. Corbula sp.
2. Solecortus sp.
3. Tellina sp.



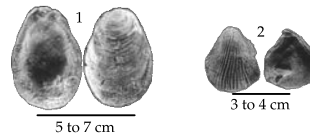
Sediments:
- soft mud and sand sea floor



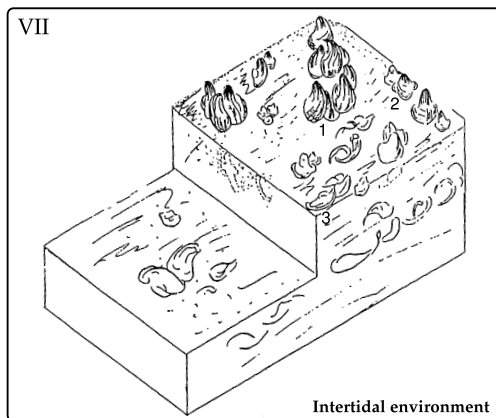
Ostrea afghanica-Sokolowia orientalis Community

Middle Eocene - Kalatar formation

1. Ostrea (Turkostrea) afghanica (Vyalov)
2. Sokolowia orientalis (Gekker, Osipova and Belskaya)



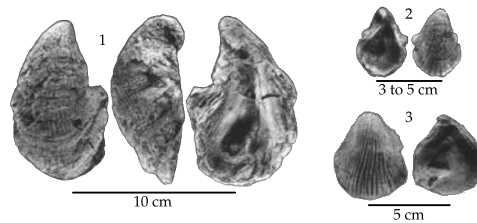
Sediments:
- no indication



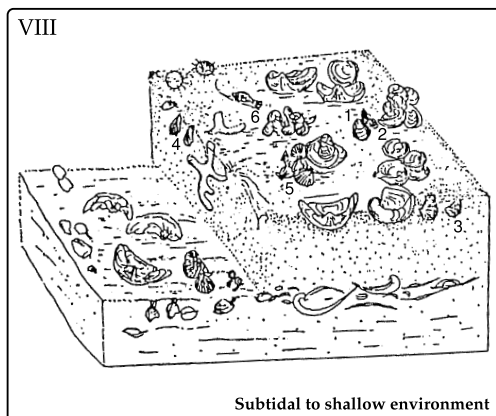
Ostrea strictiplicata-Ostrea cizancourti Community

Middle Eocene - Kalatar formation

1. Ostrea (Turkostrea) strictiplicata (Roulin and Delbos)
2. Ostrea (Turkostrea) cizancourti (Cox)
3. Sokolowia orientalis (Gekker, Osipova and Belskaya)



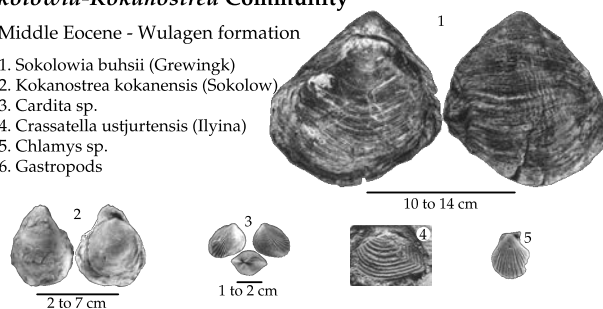
Sediments:
- reef beach



Sokolowia-Kokanostrea Community

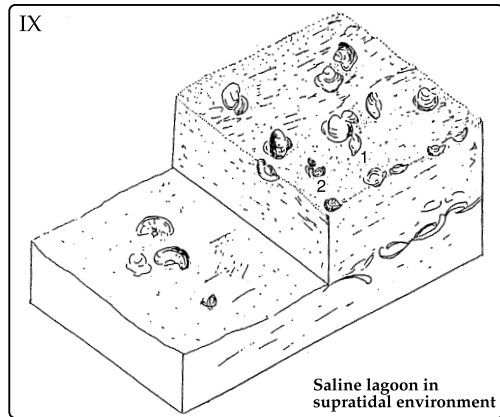
Middle Eocene - Wulagen formation

1. Sokolowia buhsii (Grewingk)
2. Kokanostrea kokanensis (Sokolow)
3. Cardita sp.
4. Crassatella ustjurtensis (Ilyina)
5. Chlamys sp.
6. Gastropods



Sediments:
- soft muddy and sandy sea floor

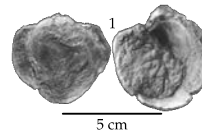
FIGURE 4.8 – Description des communautés à bivalves de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen dans l'ouest du bassin du Tarim. Synthèse faite d'après une compilation de données d'après LAN et WEI (1995) et LAN (1997).



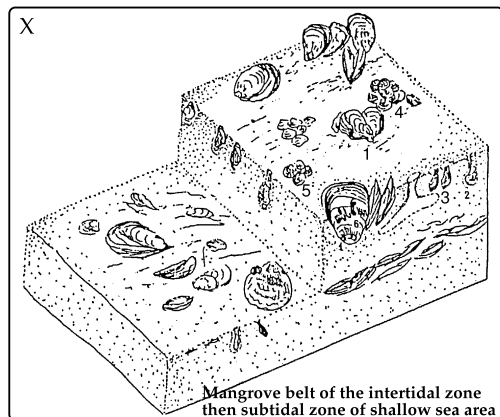
Ostrea ulugqatica Community

Late Eocene - Top part of Wulagen formation

1. Ostrea (*Ostrea*) ulugqatica (Lan and Wei)
2. Worm trails



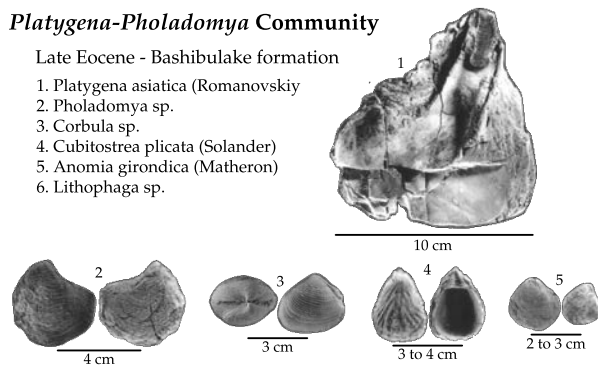
Sediments:
- purple-red gypsiferous mudstone



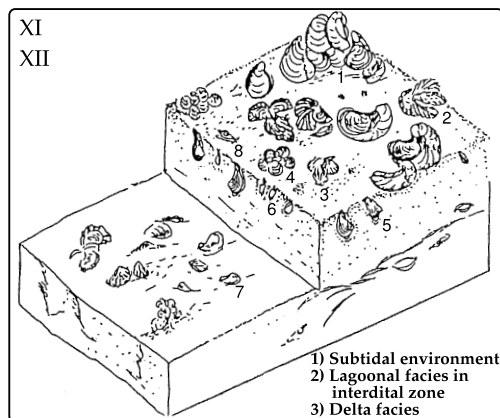
Platygona-Pholadomya Community

Late Eocene - Bashibulake formation

1. Platygona asiatica (Romanovskiy)
2. Pholadomya sp.
3. Corbula sp.
4. Cubitostrea plicata (Solander)
5. Anomia girondica (Matheron)
6. Lithophaga sp.



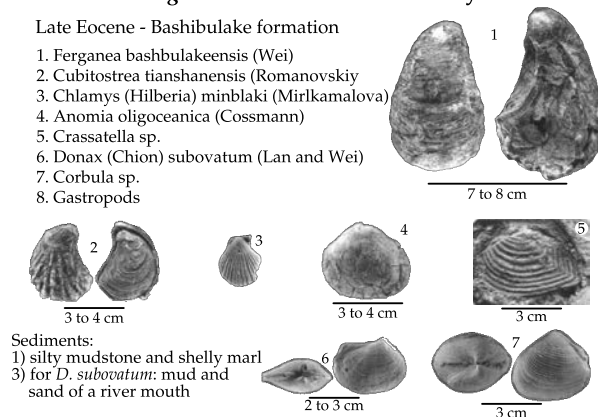
Sediments:
- fine sandy and muddy sea floor (rocks green colored)



Ferganea-Lithophaga Community and Cubitostrea-Ferganea sewerzowii Community

Late Eocene - Bashibulake formation

1. Ferganea bashbulakeensis (Wei)
2. Cubitostrea tianshanensis (Romanovskiy)
3. Chlamys (*Hilberia*) minblaki (Mirkamalova)
4. Anomia oligoceanica (Cossmann)
5. Crassatella sp.
6. Donax (*Chion*) subovatum (Lan and Wei)
7. Corbula sp.
8. Gastropods



Sediments:
1) silty mudstone and shelly marl
3) for *D. subovatum*: mud and sand of a river mouth

FIGURE 4.9 – Description des communautés à bivalves de l’Éocène supérieur dans l’ouest du bassin du Tarim. Synthèse faite d’après une compilation de données d’après LAN et WEI (1995) et LAN (1997).

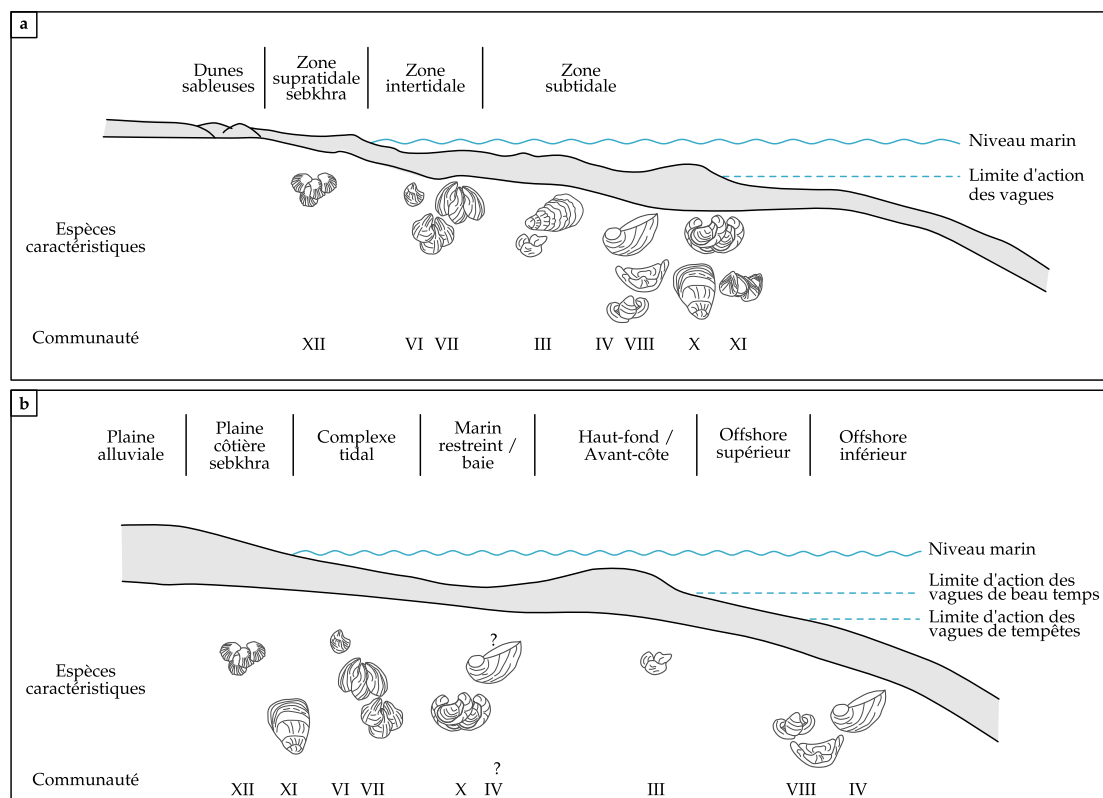


FIGURE 4.10 – Comparaison de la position des communautés à huîtres d'après l'étude de LAN (1997) (a.) et cette étude (b.).

Par la suite, l'espèce *Ostrea strictiplicata* s'installe sur des *hardgrounds* avant que *Ostrea cizancourti* ne colonise le milieu sous forme de biohermes. Ces deux espèces vivent de manière grégaire mais *O. cizancourti* a davantage tendance à former des bioconstructions. Les sédiments cimentant les bioconstructions sont carbonatés et bioclastiques. Ils peuvent présenter des rides de courants ainsi que des oolithes. Les bioconstructions plurimétriques forment des barrières récifales dans des milieux marins relativement restreints tandis que les biohermes en patches peuvent être davantage sous l'influence de la houle. La communauté *Ostrea strictiplicata*-*Ostrea cizancourti* s'installe donc sous forme de biohermes en milieu subtidal sur des sédiments compétents. Ceci est en bon accord avec les études faites précédemment (cf. Figure 4.10, LAN et WEI, 1995; LAN, 1997).

Dans la formation Wulagen, deux espèces d'huîtres majeures colonisent le milieu. *Kokanostrea kokanensis* s'installe en groupe sur des *hardgrounds* ou des lits de tempêtes tandis que l'espèce *Sokolowia buhsii* est retrouvée dans des sédiments boueux de type marnes bleu-gris. Au sein de ses marnes on retrouve des foraminifères, des Pectinidés de type *Chlamys* et des oursins. Par ailleurs des bryozoaires, des éponges et des serpulidés encroûtent les coquilles des huîtres. Cette diversité indique ici aussi un milieu marin franc et ouvert. Notamment la présence de *Chlamys* sp. indique un milieu avec une eau assez claire mais soumis à des courants. Les sédiments fins suggèrent un milieu calme, et la présence de lits de tempêtes sur lesquels s'installent *K. kokanensis*

nous permet de situer la communauté *Sokolowia-Kokanostrea* à cheval entre les zones d'offshore supérieur et inférieur, en zone peu profonde. Cette interprétation est en accord partiel avec les études chinoises précédentes qui positionnaient la communauté de manière légèrement plus proximale (Figure 4.10).

5^e incursion marine. Au début de cette cinquième incursion, les huîtres *Platygena asiatica* et *Cubitostrea plicata* s'installent dans des siltstones sableux bioturbés contenant des éléments lithiques de l'ordre 0,5-1 cm, ainsi que des traces de racines. Ces sédiments bleuâtres alternent avec des siltstones marrons à violâtres très bioturbés également. Les huîtres vivent de manière grégaire mais ne forment jamais de bioconstructions. Le milieu est interprété comme très peu profond, probablement en eaux à haute salinité de type mangrove (STENZEL, 1971). Les coquilles de *P. asiatica* sont très larges, fines et fragiles. Elles sont souvent retrouvées cassées à l'affleurement. Ceci est en accord avec les huîtres modernes de mangroves qui ont des coquilles délicates et fines du fait de la rareté d'ions calcium disponibles et de l'abondance de nourriture phyto-planctonique dans cet environnement (cf. Chapitre 3). Cette interprétation est cependant en désaccord avec celles de LAN et WEI (1995) et de LAN (1997) qui placent la communauté *Platygena-Pholadomya* en domaine légèrement plus distal, en zone intertidale à subtidale (Figure 4.10).

L'espèce *Ferganea bashibulakeensis* est ensuite retrouvée dans des siltstones marneux bleuâtres pouvant contenir des granules lithiques. On retrouve des coquilles de *Chlamys* sp. ainsi que des traces de perforations de bivalves lithophages non identifiés sur les coquilles de *F. bashibulakeensis* encroûtées par ailleurs par des bryozoaires. Les huîtres colonisent des petits chenaux et vivent de manière grégaire sous forme de petits groupes d'une demi dizaine de spécimens. Le sédiment s'infiltré entre les groupes d'huîtres témoignant d'un taux de sédimentation relativement important. La diversité de la faune retrouvée indique un milieu marin franc. La présence d'éléments lithiques témoignent d'un environnement côtier à proximité d'un apport terrigène. Ceci nous permet de situer la communauté dans un environnement bien oxygéné au niveau de chenaux tidaux ou de passes tidales par exemple. Cette interprétation permet de préciser celles de LAN et WEI (1995) et de LAN (1997) qui situent la communauté en milieu subtidal (Figure 4.10).

Enfin l'espèce *Cubitostrea tianshanensis* est retrouvée sous forme de lumachelle dans des siltstones rouges à ciment carbonaté et pouvant contenir des granules. Les bancs sont bioturbés et contiennent des bioclastes millimétriques. Ces bancs incisent dans des siltstones ou des d'argilites massives rouges. Ceci nous permet de situer la communauté *Cubitostrea-Ferganea sewerzowii* dans un milieu lagunaire, en zone supra-tidale. Cette interprétation est en parfait accord avec les précédentes études faites dans le bassin du Tarim (LAN et WEI, 1995 ; LAN, 1997).

4.2.3 Environnements et paléoclimats paléogènes en Asie Centrale

Les dépôts fluviatiles éphémères ainsi que les gypses nodulaires témoignent d'une alternance entre présence d'eau épisodique de surface en relative grande quantité et périodes d'assèchement intense. Ceci témoigne d'un milieu semi-aride à fort contraste saisonnier alternant entre saison

sèche et chaude, et saison humide probablement plus fraîche. La présence de faunes retrouvées dans tous le domaine paratéthysien, jusqu'à l'ouest de l'Europe, indique une large ouverture vers l'ouest (cf. Section 1.3.2). Toutefois, les faciès sédimentaires marins témoignent d'une mer relativement calme et protégée. Un analogue actuel aux environnements paléogènes de l'ouest du bassin du Tarim est la région d'Abu Dhabi au niveau du Golfe Persique (READING, 2009 ; JAMES et DALRYMPLE, 2010, Figure 4.11). Cette mer peu profonde, directement connectée à l'Océan Indien via le détroit d'Hormuz est protégée des grandes tempêtes océaniques. Le climat aride à semi-aride entraîne la formation d'importantes sebkhra en domaine supratidal ainsi que de playas et chotts en domaine continental. Les caractéristiques de la région d'Abu Dhabi sont ainsi très similaires aux environnements de plaines côtières et alluviales observées dans les sections d'Aertashi et de la Mine.

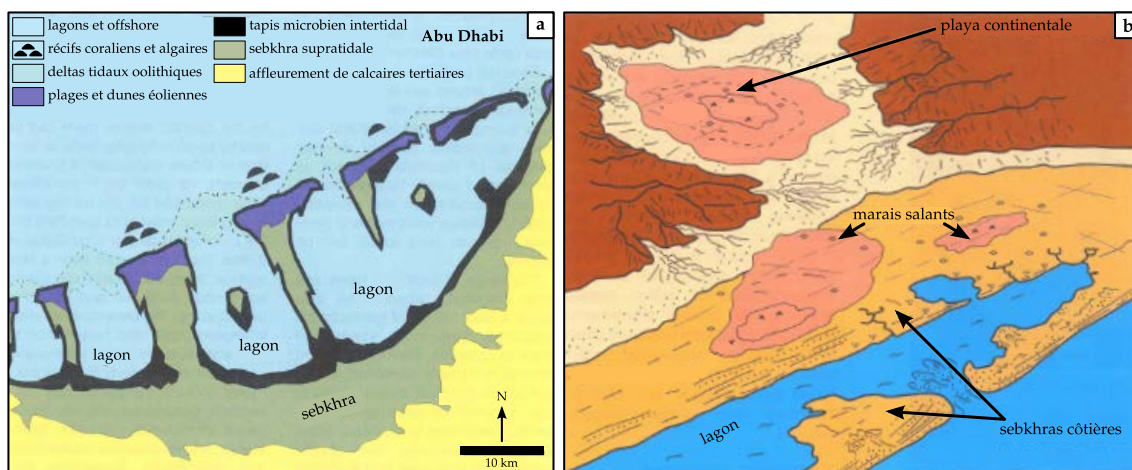


FIGURE 4.11 – Environnements côtiers de milieux arides à semi-arides. **a.** Carte simplifiée d'un platier tidal près d'Abu Dhabi, dans le Golfe Persique. Les lagons côtiers sont tapissés de boues et sables bioclastiques noirâtres et sont drainés par des chenaux subtidaux. **b.** Environnements de dépôts évaporitiques se formant actuellement dans des bassins intérieurs non-marins de type playas et dans des platiers boueux supratidaux sous influence marine de type sebkhra côtière. Figures adaptées d'après JAMES et DALRYMPLE (2010).

La présence d'argiles dans les sédiments continentaux et marins côtiers témoigne d'une altération des sols et suggère ainsi une certaine humidité dans la région au Paléogène. Ceci est en fort contraste avec les dépôts sédimentaires crétacés en Asie Centrale, notamment au Kirghizstan et dans le Tian Shan chinois où la fraction terrigène n'est jamais plus fine que le silt (HEILBRONN, 2014 ; M. Jolivet, communication personnelle). Cette observation est également vraie pour les sédiments néogènes et quaternaires dans la région (BOSBOOM, 2013). Ainsi, alors qu'un climat aride prévaut en Asie Centrale depuis au moins le Crétacé, pendant la fenêtre paléogène un apport d'humidité supplémentaire aurait permis une altération des sols plus importante. On peut ainsi suggérer que l'arrivée de la Proto-Paratéthys ait eu un impact climatique dans la région, diminuant légèrement l'aridité (voir également la Section 4.3). Toutefois, la faible granulométrie des sédiments atteste pour un apport d'eau relativement limité, ne permettant

pas d'avoir suffisamment d'énergie pour apporter et sédimenter des galets pluri-centimétriques.

4.2.4 Impacts de la tectonique asiatique tertiaire

La faible épaisseur des sédiments le long des coupes de la Mine (435 m en ~22 Ma) et d'Aertashi (450 m en ~20 Ma) est également observée à travers l'ensemble du bassin du Tarim ainsi que dans la dépression Tadjike (BOSBOOM, 2013). Ceci suggère une faible subsidence régionale qui est confortée par la faible granulométrie des sédiments et permet de suggérer une tectonique régionale relativement limitée de la fin du Paléocène à la fin de l'Éocène.

Toutefois, on observe une différence notable d'épaisseur de sédiments entre Aertashi et la section de la Mine qui augmente au cours du temps. La formation Qimugen mesure 200 m d'épaisseur à la section d'Aertashi alors qu'elle n'est que de 130 m à celle de la Mine. Pour les formations Kalatar et Wulagen les épaisseurs sont doublées à Aertashi par rapport à la Mine : 150 m contre 75 m et 90 m contre 40 m respectivement. Enfin l'épaisseur de la formation Kezilouyi à Aertashi est beaucoup plus importante que celle de la formation Bashibulake à la Mine alors qu'elles se sont déposées dans le même intervalle de temps (BOSBOOM, 2013). Ainsi l'espace d'accommodation est plus important aux pieds des massifs Pamir/Kunlun qu'aux pieds du Tian Shan. Bien que la réactivation des structures tectoniques paléozoïques dans le Tian Shan ait été observé dès le Crétacé (DUMITRU et al., 2001), il semblerait que la flexure lié aux prémices de la surrection des reliefs au sud du bassin du Tarim en lien avec la collision Inde-Asie se fasse davantage ressentir que celle des reliefs bordant le bassin au nord.

4.3 GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRE ET PALÉOENVIRONNEMENTS PALÉOGÈNES

La composition isotopique de la fraction carbonatée des sédiments est couramment utilisée comme indicateur climatique (ZACHOS et al., 2001), écologique (CERLING et al., 1997) ou encore topographique (GRAHAM et al., 2005), notamment à travers le continent Eurasiatique (cf. Chapitres 1 et 2). En Asie Centrale, peu de données isotopiques des sédiments carbonatés marins et continentaux sont disponibles. KENT-CORSON et al. (2009) proposent l'étude la plus complète qui existe aujourd'hui, contenant des données isotopiques à travers toute la bordure sud du bassin du Tarim. Toutefois, l'étude étant focalisée sur des sédiments datés de l'Éocène supérieur au Pliocène, aucune donnée antérieure n'est disponible dans cette région. Pour cela nous proposons ici de compléter le jeu de données établi par KENT-CORSON et al. (2009) afin de mieux contraindre les différents facteurs tectoniques ou climatiques qui ont influencé la région depuis le Paléocène.

4.3.1 Méthode

Au cours des étés 2012 et 2013, des roches carbonatées ont été prélevées dans le bassin du Tarim, dans les sections de la Mine et d'Aertashi (Figure 1.2). L'échantillonnage cibla les transgressions et régressions marines paléogènes des formations Qimugen, Kalatar, Wulagen

et Bashibulake (Figures 4.4 et 4.5) ainsi que la zone continentale incluant la transition Éocène-Oligocène entre les formations Kezilouyi et Anjuan à Aertashi (Figure 4.12). Les sédiments marins prélevés sont des calcaires bioclastiques ou des calcaires marneux (*cf.* Section 4.1). Les échantillons continentaux de granulométrie fines ont été sélectionnés parmi des mudstones et des siltstones à matrice carbonatée. Seules les roches fraîches, non altérées et dépourvues de veines de calcite secondaire ont été récupérées. Les échantillons les plus résistants ont été ensuite sciés de manière à n'en récupérer que le cœur puis concassés et broyés au mortier à carbure de bore afin d'obtenir une granulométrie fine et homogène. Après attaque à l'acide orthophosphorique anhydre (H_3PO_4) à $50^\circ C$ pendant 15 minutes, le gaz carbonique libéré est analysé par un spectromètre à double injecteur et triple collecteur type SIRA 9 à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6). Les résultats, exprimés en ‰ PDB, sont obtenus par comparaison avec une référence interne (marbre blanc, MARCEAU), elle même calibrée sur un standard international (NBS 19). La reproductibilité des mesures est de 0,05‰ pour le carbone et de 0,1‰ pour l'oxygène.

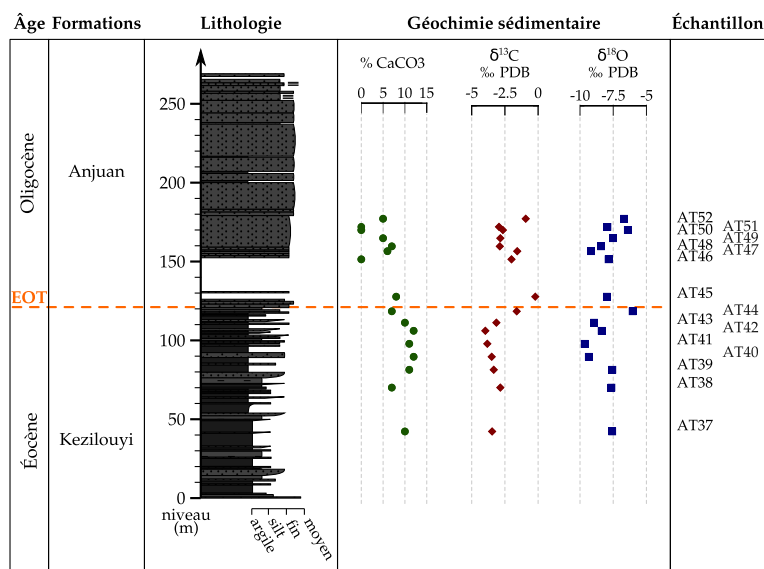


FIGURE 4.12 – Évolution de la composition isotopique des carbonates continentaux vers la transition Éocène-Oligocène. Le log lithologique est issu de (Bosboom et al., 2014b) et se concentre sur les formations Kezilouyi et Anjuan. Voir la Figure 1.12 pour la légende.

4.3.2 Résultats

La signature isotopique des 75 échantillons paléogènes des sections d'Aertashi (formations Qimugen, Kalatar, Wulagen) et de la Mine (formations Qimugen, Kalatar, Wulagen et Bashibulake) fluctuent entre -4.65‰ et 5.63‰ pour le $\delta^{13}C$ et entre -9.65‰ et -1.83‰ pour le $\delta^{18}O$ (Figure 4.13 et Annexe B).

La composition isotopique des échantillons prélevés dans la formation Qimugen (Paléocène sup.-Éocène inf., Figure 4.13a) montre une disparité importante en terme de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ qui

vont respectivement de -3.13 à 5.63‰ et de -7.49 à -1.83‰.

Au sein des formations Kalatar et Wulagen (Éocène inf.-Éocène moyen, Figure 4.13b), le $\delta^{13}\text{C}$ est peu négatif, la majorité des données se concentrant entre -0.5 et 1.51‰. Les valeurs en oxygène sont plus hétérogènes et fluctuent entre -8.27 et -2.21‰. Au sein de ces formations, on peut noter qu'en moyenne les sédiments prélevés à la section de la Mine ont des valeurs plus positives de $\delta^{18}\text{O}$ que ceux de la section d'Aertashi.

Dans la formation Bashibulake (Éocène moyen-Éocène sup., Figure 4.13c), les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ restent relativement négatives (entre -0.75 et -4.65‰) tandis que les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ varient entre -3.83 et -9.55‰.

Dans les formations Kezilouyi et Anjuan (transition Éocène-Oligocène, Figure 4.13d), les données isotopiques sont homogènes avec des valeurs fortement négatives en carbone ($\delta^{13}\text{C}$ entre -3.97 et -0.21‰) et en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ entre -9.65 et -6.04‰).

Sur le long terme, on observe une diminution progressive et continue du $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 4.14) au cours du Cénozoïque (allant jusqu'à -14.4‰). Le $\delta^{13}\text{C}$ diminue graduellement du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur puis augmente de l'Oligocène au Pliocène (Figure 4.14).

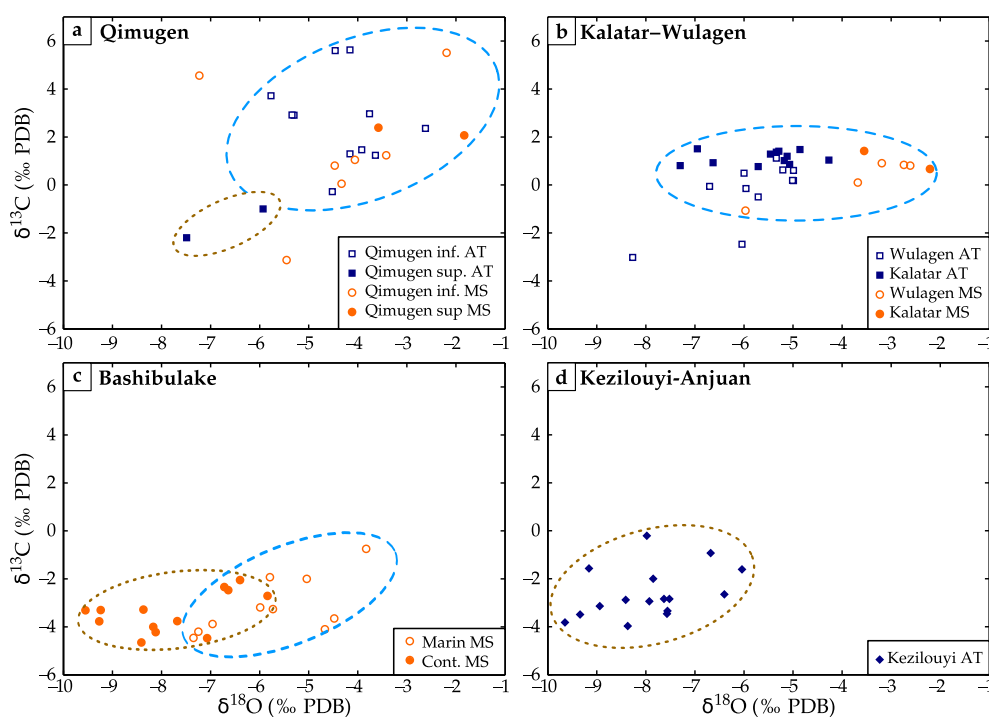


FIGURE 4.13 – Compositions isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches carbonatées des section d'Aertashi (AT) et de la Mine (MS) dans le bassin du Tarim. **a.** Formation Qimugen (3^e incursion marine). **b.** Formations Kalatar et Wulagen (4^e incursion marine). **c.** Formation Bashibulake (5^e incursion marine). **d.** Formations Kezilouyi et Anjuan (transition Éocène-Oligocène). On distingue des valeurs isotopiques relativement négatives reflétant une signature continentale (cercles en pointillés marrons), des valeurs isotopiques plus positives typiquement marines (cercles en tirets bleus).

4.3.3 Facteurs influençant la composition isotopique des carbonates

Effets primaires

La teneur en isotopes du carbone et de l'oxygène au moment de la précipitation des carbonates dépend majoritairement de la composition isotopique de l'eau dans laquelle ils se forment (UREY, 1947).

Isotopes de l'oxygène. Au cours du cycle de l'eau, la composition isotopique en oxygène des eaux évolue selon la loi de distillation de Rayleigh (*cf.* Chapitre 3). Dès lors la composition isotopique en oxygène des carbonates est caractérisée par des valeurs globalement plus légères pour les sédiments continentaux tandis que des signatures plus lourdes correspondent aux sédiments marins. Les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates vont alors dépendre de la position dans le cycle de l'eau des différentes sources d'eau qui interagissent lors de la précipitation du minéral.

Isotopes du carbone. Nous avons vu précédemment (Chapitre 3) que le carbone inorganique dissous influence majoritairement le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates. Ceci est d'autant plus vrai si le carbonate étudié n'est pas biominéralisé, l'influence du métabolisme étant dans ce cas nulle. La production primaire (isotopiquement légère) qui s'opère dans les océans entraîne un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ élevé dans les eaux de surfaces marines. Au contraire la dégradation de la matière organique sur le continent entraîne un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ davantage négatif. Ainsi, des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement plus négatives pour les sédiments continentaux que pour les sédiments marins. Les facteurs régissant le $\delta^{13}\text{C}$ étant multiples, cette tendance est toutefois à nuancer pour chaque cas étudié.

Effets diagénétiques

La diagenèse des minéraux carbonatés peut altérer de manière significative la composition isotopique en oxygène initiale, modifiant le $\delta^{18}\text{O}$ vers des valeurs très négatives à cause de l'interaction entre la calcite et les eaux météoriques à hautes températures (DICKSON et COLEMAN, 1980). Au sein de nos coupes, les coquilles d'huîtres ont conservé leur signature typiquement marine et aucun effet diagénétique n'a été observé en cathodoluminescence (*cf.* Chapitres 5 et 6). Ceci fut montré pour toutes les huîtres des sections étudiées dans cette thèse, y compris celles se situant à la base de la succession stratigraphique (formation Qimugen, espèces *O. bellovacina* et *F. hemiglobosa*). Par ailleurs, les changements à haute fréquence du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments démontrent que les systèmes isotopiques ont été clos relativement tôt au cours du processus de lithification et n'ont pas été repris par des fluides au cours d'une diagenèse qui aurait dans ce cas lissé le signal.

Ainsi, la diagenèse semble avoir un effet limité, le signal primaire étant majoritairement conservé. Les facteurs climatiques, écologiques et tectoniques vont ainsi être à l'origine des fluctuations observées.

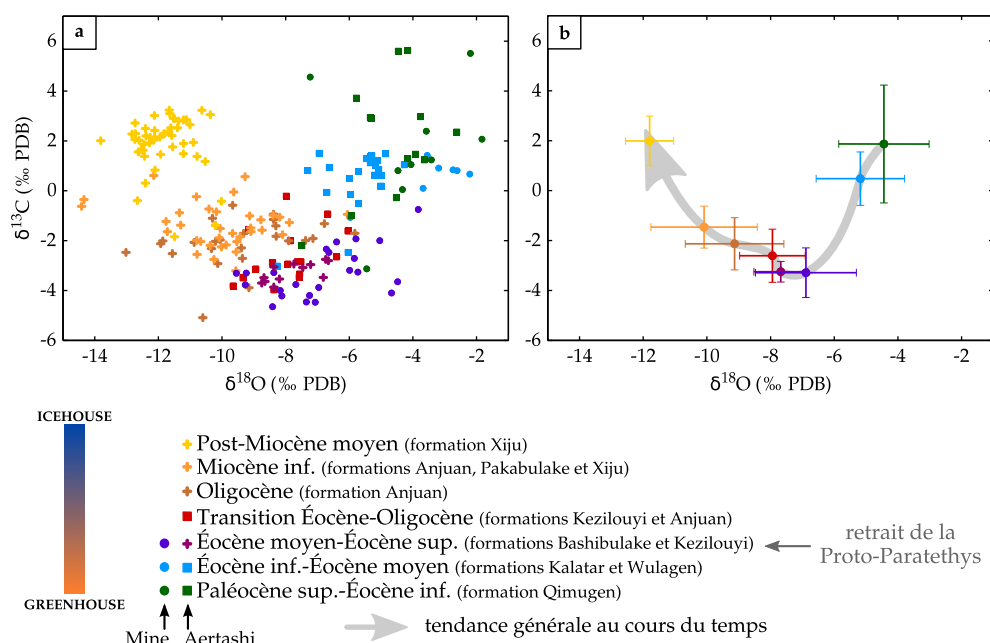


FIGURE 4.14 – Compositions isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches carbonatées des section d’Aertashi et de la Mine (bassin du Tarim) à travers le Paléogène et le Néogène. **a.** Valeurs isotopiques apportées par cette étude (cercle -section de la Mine- et carré -section d’Aertashi-) et par l’étude de KENT-CORSON et al. (2009) (croix -section d’Aertashi-). **b.** Moyennes et écart-types pour chaque groupe de valeur distinct dans le temps (code couleur correspondant à la légende). On observe une diminution progressive du $\delta^{18}\text{O}$ pendant tout le Cénozoïque. Le $\delta^{13}\text{C}$ diminue jusqu’à l’Éocène supérieur, tandis qu’il augmente ensuite jusqu’au Pliocène. Un net changement isotopique est observé entre l’Éocène moyen et l’Éocène supérieur ainsi qu’entre le Miocène et le Pliocène. Les ages des données de KENT-CORSON et al. (2009) ont été révisés d’après des nouvelles données de magnétostratigraphie à la section d’Aertashi (T. Blayney, comm. pers.).

Effets locaux et lithologiques

Au cours des incursions marines (formations Qimugen, Kalatar, Wulagen et Bashibulake), la composition isotopique permet de caractériser les environnements de dépôts et les influents isotopiques majeurs des sédiments :

Formation Qimugen. Les niveaux intercalés entre les bancs de gypses dans le membre supérieur de la Qimugen à la section de la Mine ont une signature isotopique faiblement négative, notamment en terme de $\delta^{18}\text{O}$. Une influence marine non négligeable lors de la formation des sédiments indiquent qu’il s’agit probablement de gypse de type sebkhra (marins) plus que de type playa (continentaux). Ceci corrobore l’analyse sédimentologique faite à cette section (Figures 4.5). L’évaporation en lien avec la formation de gypse peut également être responsable d’une augmentation de la signature isotopique en oxygène par distillation de Rayleigh. À l’inverse, les sédiments déposés entre les gypses de la section d’Aertashi ont une signature isotopique plus négative (Figure 4.13a, pointillés marrons), typique d’un environnement continental, plutôt de type playa. Ceci est en accord avec les observations sédimentologiques faites précédemment (Figures 4.4).

Formations Kalatar-Wulagen. Les variations en terme de $\delta^{18}\text{O}$ entre la section de la Mine (relativement lourd) et d'Aertashi (relativement léger) au sein des formations Kalatar et Wulagen peuvent être interprétées comme liées à une influence d'eaux continentales plus ou moins importante (Figure 4.13b). Un environnement marin plus franc à la section de la Mine qu'à la section Aertashi ou une influence des rivières plus importante à la section d'Aertashi pourraient expliquer cette différence. De plus, à Aertashi, les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont plus légères dans la formation Wulagen que dans la formation Kalatar. Ceci est en accord avec une influence plus marine dans un environnement majoritairement transgressif (formation Kalatar) qui s'oppose à une influence plus continentale dans un environnement plutôt régressif (formation Wulagen). Par ailleurs, deux échantillons provenant de sédiments caractéristiques d'un environnement tidal (Figure 4.4) ont une signature isotopique particulièrement négative. S'agissant des deux derniers échantillons prélevés, juste avant le retrait marin à Aertashi, il semblerait que l'influence continentale sur la composition isotopique des carbonates s'accroît progressivement dans la formation Wulagen avec le retrait définitif de la mer.

Formation Bashibulake. La distinction entre les bancs marins (Figure 4.13c, tirets bleus) et les bancs continentaux (Figure 4.13c, pointillés marrons) est relativement franche avec des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées en période immergée. Toutefois, une zone est observée où les signatures isotopiques des bancs marins et continentaux sont mêlées. La variation des environnements marins et continentaux au sein de la formation de Bashibulake est relativement restreinte passant de la plaine alluviale côtière à des milieux tidaux peu profond (Figures 4.4 et 4.5). Ainsi, à la jonction entre les passes marines et les passes continentales, les influences isotopiques continentales (au cours des régressions) et marines (au cours des transgressions) peuvent modifier la composition des carbonates et ainsi être à l'origine des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. Par ailleurs, dans ces environnements très peu profonds, l'évaporation de l'eau entraîne un enrichissement en isotope lourd conduisant à des valeurs moins négatives du $\delta^{18}\text{O}$. Ceci peut expliquer les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ autour de -6 et -7‰ pour les sédiments continentaux de la formation Bashibulake.

Formations Kezilouyi à Xiju. La lithologie de plus en plus grossière peut expliquer l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ à partir de l'Éocène supérieur. En effet, d'une part, les faibles énergies responsables du dépôt des mudstones laissent la possibilité d'une dégradation de la matière organique abaissant le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Ceci peut expliquer des $\delta^{13}\text{C}$ plus négatifs pour les sédiments fins (Éocène supérieur) que pour les sédiments grossiers (la granulométrie augmentant de l'Oligocène au Miocène, voir KENT-CORSON et al., 2009). D'autre part, l'augmentation de la taille des sédiments indique un environnement de plus en plus proximal, qui se reflète dans des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de plus en plus négatives.

Effets climatiques et tectoniques de long terme

Actuellement, la majorité des précipitations qui atteignent notre zone d'étude est issue de masses d'air provenant de l'ouest (Figure 2.3, ARAGUÁS-ARAGUÁS et al., 1998). En effet, les *westerlies* sont les vents les plus forts dans la région et la principale source de précipitation est l'Océan Atlantique (AIZEN et AIZEN, 1994). Étant donné les bouleversements paléoclimatiques et tectoniques observés au cours du Paléogène en Asie (Chapitres 1 et 2), des changements dans le climat et dans l'interaction entre les masses d'airs résultant de la modification de la topographie asiatique pourraient avoir une influence majeure sur l'enregistrement isotopique. Notamment, (1) un changement de la source des précipitations atteignant notre zone d'étude, (2) un changement dans le régime de mousson ou encore (3) une déviation des masses d'air en lien avec la surrection des montagnes asiatiques ont pu directement affecter l'évolution de la composition isotopique des sédiments au cours de Cénozoïque. Plus généralement l'évolution (4) d'un climat global de type *greenhouse* à un climat de type *icehouse* est également susceptible d'influencer la signature isotopique.

Source des précipitations. Selon le principe de la distillation de Rayleigh, plus on s'éloigne de la source des précipitations, plus l'oxygène de l'eau est léger. Au cours du Cénozoïque, la (Proto-)Paratéthys s'est retirée progressivement vers l'ouest. L'impact isotopique de ce retrait est ainsi une diminution constante du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques en Asie Centrale.

Intensification des moussons. L'intensification du régime de moussons asiatiques entraîne d'une part un arrêt des masses d'air venant des Océans Indien et Pacifique au pied de la barrière Himalaya-Tibet, d'autre part une augmentation de l'effet de quantité dans le sud-est asiatique. Ces deux phénomènes sont alors responsables d'une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ en arrière du plateau tibétain (KENT-CORSON et al., 2009).

Surrection des reliefs. La surrection du plateau tibétain a entraîné un transfert des *westerlies* vers le nord qui a induit un décalage du gradient isotopique latitudinal des eaux météoriques avec lui (HAHN et MANABE, 1975 ; BROCCOLI et MANABE, 1992 ; KUTZBACH et al., 1993). En conséquence, le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies au nord du plateau aurait dû augmenter avec la croissance du plateau au cours du Paléogène et du Néogène (KENT-CORSON et al., 2009). Par ailleurs, la surrection des montagnes avoisinantes au cours du Cénozoïque (Chapitre 1) a entraîné la création d'un effet de Foehn important augmentant l'aridité dans la région. Ce phénomène engendre une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des pluies en arrière des reliefs (RUDDIMAN, 2001).

Refroidissement global du climat. Le climat Cénozoïque a été bouleversé au cours du Paléogène passant d'un monde paléocène sans glace pérenne, dit *greenhouse*, à un monde avec des calottes glacières aux pôles, dit *icehouse*, à l'Oligocène (Figure 2.1 ; ZACHOS et al., 2001). Une telle diminution des températures se reflète dans le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates qui diminue avec elles (ARAGUÁS-ARAGUÁS et al., 1998).

Par ailleurs, en lien avec la diminution du taux de CO₂ atmosphérique au cours du Cénozoïque, on observe un changement global majeur de la végétation avec l'émergence importante des plantes à métabolisme en C4 par rapport aux plantes à métabolisme en C3 (CERLING et al., 1993; CERLING et al., 1997). Découplant la phase photochimique de la phase biochimique, le métabolisme des plantes en C4 fractionne moins les isotopes du carbone que celui de leurs homologues en C3. Il en résulte une signature isotopique plus négative de la matière organique issue des plantes en C3 que de celle issue des plantes en C4. Cette évolution peut se faire ressentir sur le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates, avec une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du refroidissement, notamment à l'ouest du Tarim, les plantes à métabolisme en C4 mieux adapté à la sécheresse sont abondantes (SUN et WANG, 2005; QUAN et al., 2012).

4.3.4 Discussion

Les facteurs influençant l'évolution de la composition isotopique des carbonates sont ainsi multiples.

Une nette différence s'observe entre les carbonates marins et les carbonates continentaux d'une part, et entre les sédiments continentaux fins (mudstones, siltstones) et grossiers d'autre part (grès, conglomérats), permettant de suggérer que la composition lithologique est un influent majeur de la composition isotopique des carbonates.

Par ailleurs, la diminution constante du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Cénozoïque se justifie avec un éloignement de la source des eaux arrosant la région. Ainsi, le retrait de la Proto-Paratéthys semble influencer de manière primordiale la composition isotopique des carbonates. On note également, le changement net à l'Éocène supérieur d'une tendance de diminution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ vers une tendance de diminution du $\delta^{18}\text{O}$ et d'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ coïncide à l'âge du retrait marin dans la région (~37 Ma, BOSBOOM et al., 2014c). Le refroidissement global subi par la Terre au cours du Cénozoïque a alors pu se superposer à l'effet de source, amplifiant alors la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ avec le temps.

À l'inverse, les bouleversements climatiques et tectoniques régionaux au Cénozoïque semblent affecter de manière mineure la composition isotopique des carbonates de la région de l'ouest du bassin du Tarim. En effet, l'intensification de la mousson, la migration des *westerlies* et des hautes pressions sibériennes vers le Nord ou encore l'amplification de l'effet de Foehn devraient se manifester par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du temps qui ne s'exprime pas dans la géochimie sédimentaire (Figure 4.14).

Enfin, les grandes tendances d'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ se justifient en majeure partie par l'influence de la matière organique qui s'amplifie dans les sédiments marins et continentaux fins peu carbonatés. De plus, le bouleversement écologique avec l'émergence des plantes en C4 semble se manifester dans l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ entre les sédiments oligocènes et post-miocènes.

TROISIÈME PARTIE

LES HUÎTRES : APPROCHE SCLÉROCHRONOLOGIQUE ET SAISONNALITÉ



GÉOCHIMIE MULTI-PROXY À HAUTE RÉOLUTION SUR DES HUÎTRES PALÉOGÈNES

De part leur qualité en tant que traceur paléoclimatique à haute résolution (Chapitre 3) et leur abondance sur le terrain en Asie Centrale (Chapitres 1 et 4), les huîtres fossiles d'Asie Centrale présentes sur les sections étudiées furent un objet de choix pour retracer la saisonnalité en Asie Centrale. Bien que les huîtres actuelles suscitent un intérêt certain dans le développement de proxies climatiques (SURGE et al., 2001 ; SURGE et LOHMANN, 2008 ; LANGLET, 2002 ; LANGLET et al., 2006 ; LARTAUD et al., 2010a ; LARTAUD et al., 2010b ; GOODWIN et al., 2012 ; MOUCHI et al., 2013), elles sont encore trop peu étudiées en tant que traceur paléo-climatique (KIRBY et al., 1998 ; KIRBY, 2000 ; LARTAUD et al., 2006). De plus, avec la prise en compte de la haute variabilité des paramètres océaniques à l'échelle de l'année, les études *classiques* se focalisant seulement sur l'analyse des isotopes stables de la coquille ne semblent plus assez précises pour reconstruire les paléoclimats. En effet, dans les environnements côtiers, la salinité autant que la température est amenée à fluctuer fortement et peut biaiser l'interprétation des signaux géochimiques des biominéralisations. Dans un environnement à forte saisonnalité alternant entre saisons sèches et saisons de pluie (Chapitre 4), cette variation de salinité est à prendre en compte lorsque l'on tend à reconstruire les paléoclimats à une telle résolution temporelle. J'ai ainsi étudié la chimie de la coquille d'huîtres fossiles utilisant deux proxies thermodépendants ($\delta^{18}\text{O}$ et Mg/Ca) afin de retrouver la saisonnalité de la Proto-Paratéthis en terme de température et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (indicateur de salinité). Une telle démarche combinant isotopes stables et éléments traces fut testée sur des foraminifères afin de retracer les paléo-températures et paléo- $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ à des échelles du millier voire du million d'années (e.g. LEAR et al., 2000 ; ELDERFIELD et GANSEN, 2000). Toutefois, aucune étude jusqu'à présent ne l'a appliquée sur des coquilles de bivalves afin de retracer ces paramètres à l'échelle de la saison. Cette nouvelle approche a ainsi fait l'objet d'un papier publié et présenté ci-après (BOUGEOIS et al., 2014). Pour des questions de facilité de lecture, nous avons décidé de nous focaliser sur un seul spécimen (AT11-O04 = AT04 dans ce papier) afin de mieux décrire les observations géochimiques faites sur sa coquille. L'étude montre qu'appliquer les équations thermodépendantes faisant intervenir $\delta^{18}\text{O}$ et Mg/Ca sur un fossile d'huître éocène permet d'accéder à des variations de températures cohérentes avec le climat de la zone d'étude d'après des études sédimentologiques (Chapitre 4), palynologiques (SUN et WANG,

2005) ou encore numériques (ZHANG et al., 2012). Cette étude apporte un aspect quantitatif à l'idée de saisonnalité éocène en Asie Centrale, là où les précédentes études n'apportaient qu'un renseignement qualitatif. Toutefois, se focalisant sur l'analyse d'un seul spécimen, elle nécessite d'être appliquée sur un nombre plus important de fossiles pour apporter des conclusions paléoclimatiques robustes.

A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate Central Asian Middle Eocene seasonality

L. Bougeois ^a, M. de Rafélis ^b, G.-J. Reichart ^{c,d}, L. de Nooijer ^{c,d}, F. Nicollin ^a, G. Dupont-Nivet ^{a,d,e}

^a Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Rennes, France

^b IStEP, UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

^c Department of Earth Sciences, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

^d Department of Marine Geology, Royal Netherlands Institute for Sea Research, Texel, The Netherlands

^e Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Beijing, China

Papier publié par l'éditeur *Elsevier* dans le journal *Chemical Geology* le 10 janvier 2014

doi:10.1016/j.chemgeo.2013.10.037

Abstract

Modern Asian climate is characterized by strong seasonality caused by the duality between monsoon-dominated conditions in southeastern Asia and semi-arid to arid conditions in Central Asia. Eocene high-resolution proxies records enabling reconstruction of the onset and magnitude of changes in seasonality are lacking to understand in details how and when this climatic turnover pattern occurred. Here, we propose an original method to estimate inter- and intra-annual variability in seawater temperature and salinity recorded by carbonate shell growth increments of the fossil oyster *Sokolowia buhsii* (Grewingk) collected from Late Lutetian marine strata of the Proto-Paratethys in the southwestern Tarim Basin (western China). Elemental ratio (Mg/Ca, Mn/Ca) and carbonate stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$) were determined perpendicular to the growth lines of foliated calcite accumulated in the ligamental area during the oyster's life time. We use temperature dependant Mg incorporation to estimate seasonal temperature contrast in the past. Results suggest a warm annual average temperature ($\sim 27\text{-}28^\circ\text{C}$) with large offset between summer and winter temperatures (until $\Delta T \sim 19^\circ\text{C}$). Combining these temperature estimates with stable oxygen isotope analyses from the same growth increments we deconvolve seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ as a proxy for salinity. This suggests an average annual salinity about $\sim 34\text{-}35$ increasing strongly during summer months and decreasing in winter. Based on these data we conclude that during the Middle Eocene, Central Asian climate was characterized by a strong intra-seasonal variability in both temperature and salinity. Although the subtidal setting might have contributed to the strong seasonal offsets this still suggest that semi-arid to arid conditions prevailed during summer, whereas the winter was characterized by enhanced rainfall. These results are consistent with previous regional paleoenvironmental data and climate modelling experiments. They thus attest for the reliability of the method developed here as a seasonal paleoclimate indicator.

Keywords: oyster shell, Asian climate change, sclerochronology, seasonality, Eocene.

5.1 INTRODUCTION

The modern Asian climate is characterized by a strong contrast between the wet conditions in southeastern Asia in summer and the year round semi-arid to arid conditions in Central Asia.

This contrast is the result of the Asian monsoon system with strong rainfall during the summer months in southeastern Asia and seasonally reversing winds (Molnar et al., 2010; Allen and Armstrong, 2012). The strong seasonality and the climatic contrast between southeastern and Central Asia climate is caused by the strong thermal contrast between the Asian continent and adjacent oceans (see Huber and Goldner (2012) for a review). Based on climate modelling, this pattern is thought to have been established mainly by a combination of three main processes: (1) retreat of the Paratethys, an epicontinental sea formerly covering part of Central Asia (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Zhang et al., 2007a); (2) uplift of Tibetan Plateau (Hahn and Manabe, 1975; Prell and Kutzbach, 1992; Boos and Kuang, 2010) both increasing the land-sea thermal contrast; and (3) South China sea expansion increasing water vapor content over the southeastern part of the continent (Zhang et al., 2007b). Numerous field studies showed the influence of the Tibetan plateau uplift on monsoon intensification during the Early Miocene (~23-20 Ma) to Late Miocene (~11-8 Ma) (Molnar et al., 1993; Molnar et al., 2010; Clift et al., 2008; Allen and Armstrong, 2012). However, the age of the initial uplift of the Tibetan Plateau as well as that of the Paratethys sea retreat have been significantly revised in recent years. High topography over large portions of the Tibetan Plateau is now known to be present at least from Eocene times onward (e.g. Wang et al., 2008; Dupont-Nivet et al., 2008; Van Der Beek et al., 2009; Quade et al., 2011) and is probably even older (Clark et al., 2010; Rohrmann et al., 2012). The Paratethys sea retreat was recently estimated to have started around 41 Ma (Late Lutetian) in the Tarim Basin (Xinjiang, Western China) followed by a final Late Eocene regression (38.5-35 Ma) after which the sea permanently disappeared from Central Asia (Bosboom et al., 2011; Bosboom et al., 2014b).

To test the validity of climate models and ultimately understand establishment and driving mechanism(s) of the monsoonal system, climate proxies are still lacking in the key Eocene period when these events are assumed to take place. Most of the investigations extends only back to Late Oligocene to Early Miocene ages (e.g. Spicer et al., 2003; Garzzone et al., 2005). However sparse results from the Xining Basin in northeastern Tibet indicate progressive, stepwise aridification during the Eocene, culminating at the Eocene-Oligocene transition (Dupont-Nivet et al., 2007; Xiao et al., 2010; Abels et al., 2010) coinciding with humid conditions in coastal area (Sun and Wang, 2005; Hoorn et al., 2012). Of particular interest are recent palynologic constraints suggesting increased mid-Eocene seasonality (Quan et al., 2012) in the coastal areas suggestively linked to monsoon intensification. Our study focuses on the epicontinental sea formerly covering Central Asia which was isolated as the Paratethys sea during the latest Eocene or early Oligocene (Dercourt et al., 1993). Therefore, we will further refer to the mid-Eocene sea as the "Proto-Paratethys" (Figure 5.1).

To understand climate variations during this key period in Central Asia, models need to estimate sea surface temperature (SST) to integrate the ocean-buffer behaviour of the Proto-Paratethys. Ramstein et al. (1997) assumed that the modern Caspian sea can serve as an analogue for the Paratethys with respect to temperature and salinity. However, Zhang et al. (2007a), noted that SST's are poorly constrained for the Eocene and hence used SST data of the Middle Pliocene

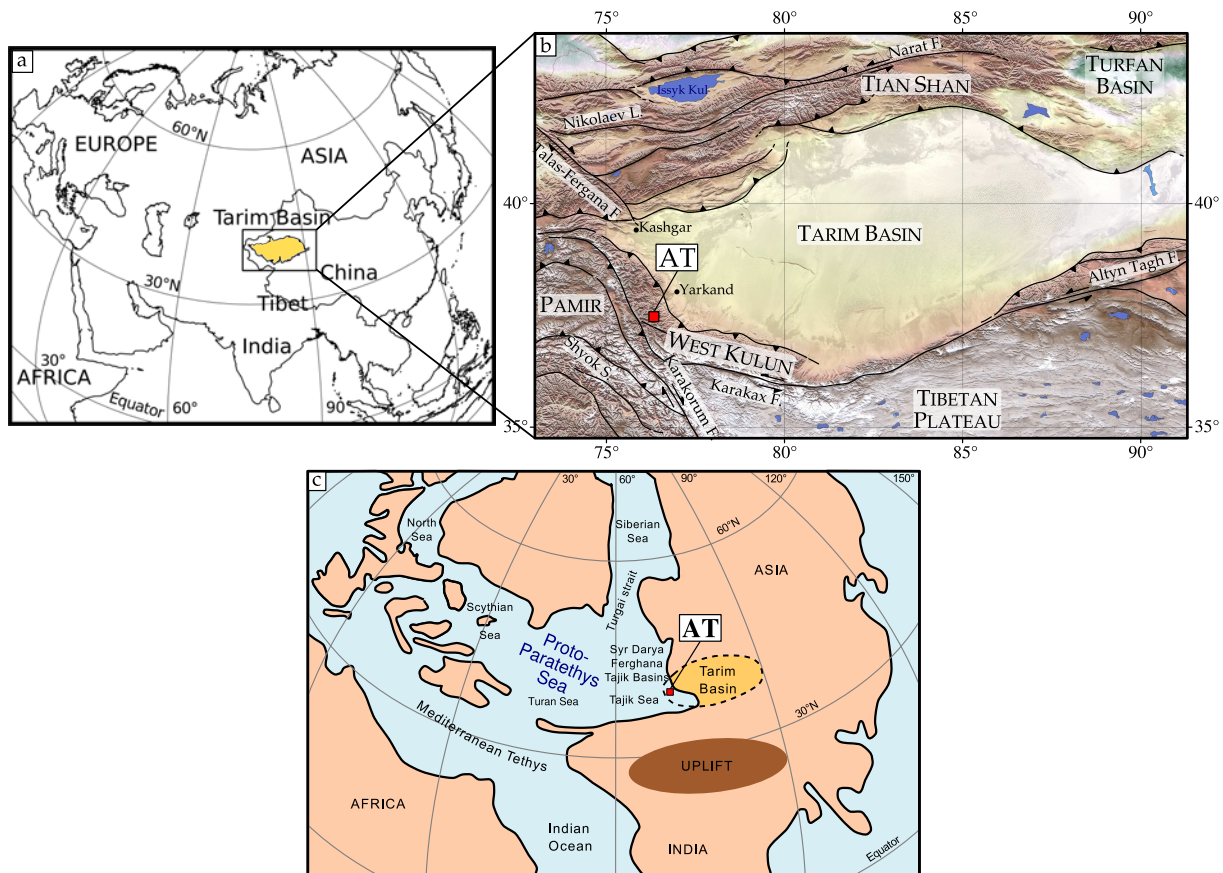


FIGURE 5.1 – Study area. **a.** Modern geographical map of Eurasian continent. **b.** General topographic and tectonic map of the Tarim Basin and surrounding area. F. stands for fault; S. stands for suture; L. stands for line. The topography is a courtesy of S. Dominguez. **c.** Paleogeographical map for the Middle Eocene (Lutetian) showing sea-land distribution (modified after Bosboom et al. (2011)). AT: localisation of the studied Aertashi section ($37^{\circ}58'N$, $76^{\circ}33'E$).

from Dowsett et al. (1999) as boundary conditions for their Eocene climate model. Despite different initial assumptions these models converge in that they all show overall Central Asian aridification in response to a retreat of the sea and at the same time intensified monsoon. The absence of accurate SST reconstructions, however, makes it difficult to validate these models and hence understand the driving forces behind the development of the Asian monsoon. A major challenge for our study is to develop an approach to describe and potentially quantify the seasonal variations of temperature and salinity (reflecting the precipitation/evaporation balance) in the Proto-Paratethys sea environment.

The development of sclero geochemistry on present and fossil bivalves (Klein et al., 1996; Kirby, 2000; Freitas et al., 2005; Batenburg et al., 2011) demonstrates that the elemental and stable isotopic composition of calcite from incremental growth rings allows recovering high-resolution quantitative paleoclimatic signal. Specifically, oyster shells are built of low-magnesium calcite which is the most resistant calcium carbonate to alteration, resulting in many very well preserved fossils. Furthermore, oysters live in widely different ecosystem, tolerating salinity fluctuations,

and are present in large stratigraphic, geographic and latitudinal distributions (Mouchi et al., 2013). For all these reasons, numerous studies have focused on present and fossil oysters to infer infra-annual (paleo)climate (Surge et al., 2001; Surge and Lohmann, 2008; Lartaud et al., 2010a; Titschack et al., 2010; Ullmann et al., 2010; Fan et al., 2011; Mouchi et al., 2013). Here we use fossil oyster shells (*Sokolowia buhsii*, Grewingk) recovered from Late Lutetian marine strata from the Aertashi section in the southwestern Tarim Basin (Figure 5.1) when the epicontinental sea was still covering part of Central Asia (Bosboom et al., 2014b). Previous studies using sclerochronology from Eocene bivalve shells focused on stable oxygen isotope ratios $\delta^{18}\text{O}_c$ as seawater temperature recorder (Ivany et al., 2000; Buick and Ivany, 2004; Ivany et al., 2004). These studies, however, used bivalves from open oceans conditions, where seawater $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ can be assumed to have been relatively constant over the specimen's life-time. In contrast, shallow marginal seas are likely to experience changes in salinity between seasons, and thus also seawater $\delta^{18}\text{O}_{sw}$, which impacts the $\delta^{18}\text{O}_c$ of the shell carbonate. Therefore, to isolate effects of temperature and salinity on $\delta^{18}\text{O}$ from marginal basins biogenic carbonate, an univocal temperature proxy must be applied. Oyster calcitic Mg/Ca has recently been shown to act as thermometer (Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013) which could thus, in conjunction with $\delta^{18}\text{O}_c$ calcite, be used to estimate both temperature and salinity on a seasonal scale. Such a method has already been used on foraminifera (e.g. Lear et al., 2000; Elderfield and Ganssen, 2000) but at larger temporal scale (over thousand or million of years). Here we present the first sclerogeochemical multi-proxy approach combining Mg/Ca ratio and stable isotopes to estimate infra-annual temperature and salinity variations deep in the past.

After checking preservation of the calcium carbonate using cathodoluminescence microscopy, we performed geochemical analyses (trace elements and stable isotopes) perpendicular to the annual growth lines. Then, we use Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ calibrations (Anderson and Arthur, 1983; Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013) to estimate intra-annual temperature. Finally, by combining reconstructed temperatures based on Mg/Ca ratio and the measured $\delta^{18}\text{O}_c$, we calculated past $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ from which we estimate the seasonal pattern of the salinity. To test the reliability of this new sclerogeochemical method, the results obtained here for environment reconstructions at seasonal scale are compared with available paleoenvironmental and climate modelling studies for this time in the Tarim Basin.

5.2 GEOLOGICAL SETTING

5.2.1 Paleogeographical context

The Indian-Asia tertiary collision, ~50 Ma ago (e.g. Molnar et al., 2010), reactivated inherited Paleozoic tectonic structures creating new high topographies and rearranging the land-sea distribution in Asia. The present-day Tarim Basin is surrounded by the Tian Shan range to the north, the Pamir mountains to the west and the West Kunlun-North Tibet ranges to the south. The high topography surrounding the basin induces a strong Foehn effect preventing humid air

masses to reach the basin and thus leading to a very arid climate. The topographic growth of the Kunlun Shan Range initiated around 40 to 45 Ma (Middle Eocene) and was probably already forming a noticeable topography by Late Eocene times (Jolivet et al., 1999; Jolivet et al., 2001; Clark et al., 2010; Rohrmann et al., 2012) in association to reported uplift of the Tibetan Plateau further south related to the India-Asia collision (e.g. Harris, 2006). Ultimately, rapid uplift of the Pamir-West Kunlun system occurred from Late Oligocene-Early Miocene (e.g. Sobel et al., 2006; Cowgill, 2010) totally enclosing the Tarim Basin between mountain ranges.

A large shallow epicontinental sea belonging to the Tethyan Realm covered part of the Asian continent during Paleogene times (Dercourt et al., 1993; Burtman, 2000; Bosboom et al., 2011; Bosboom et al., 2014b). According to these authors, from the Cenomanian to the Late Eocene, the easternmost extension of the Proto-Paratethys covered what is now the Tarim Basin (Xinjiang, China). Before the final sea-retreat dated Late Lutetian-Early Bartonian, five major marine incursions have been recognized in the sedimentary record from the westernmost part of the Tarim Basin (Figure 5.2a). Finally, until the Eocene-Oligocene transition the western part of the Proto-Paratethys sea was connected to the Arctic Realm through the Turgai Strait before being separated as the Paratethys sea (Figure 5.1c).

5.2.2 Sedimentology and environments

The sedimentary deposits recording the marine to continental transition in the Tarim are located along the southwestern margin of the basin, in the foothills of the West Kunlun ranges. Detailed sedimentological and oyster samples were collected from the Aertashi section (37°58'N, 76°33'; Figure 5.1) located close to the paleo-depocentre of the basin and thus providing the most complete stratigraphic record (Bosboom et al., 2011). The 40 Ma paleolatitude of the site can be estimated at $39.3 \pm 2.8^\circ\text{N}$ using the Eurasian Apparent Polar Wander Path (Torsvik et al., 2008) indicating no statistically significant latitudinal tectonic motion since the time of deposition. The section is characterized by Cretaceous to Miocene deposits including several marine to continental transitions. The oyster sample AT04 studied here was collected in the Middle Eocene Wulagen Formation (level -20 meter), corresponding to the fourth transgression (Figure 5.2b). Bio- and magnetostratigraphic dating provided an age of ~ 41 Ma (Late Lutetian) for the selected oyster bed (Bosboom et al., 2014b).

Bosboom et al. (2011) showed a biostratigraphical study for the fourth transgression in Aertashi section providing informative constraints on the depositional environment. Ostracods and Echinoid spines and plates show a neritic environment shallower than 100 meters deep, albeit with fully marine conditions. This is in line with absence of planktonic and presence of benthic foraminifera. The weak nannofossil specific diversity in this section suggest overall eutrophic conditions and a variable environment. Palynological facies agree with shallow environments and the absence of open oceanic taxa confirms the proximal environmental setting. Furthermore, absence of continental palynomorphs implies an area poorly vegetated, indicating hot and relatively arid climate in Tarim Basin during Eocene period (Sun and Wang, 2005). In

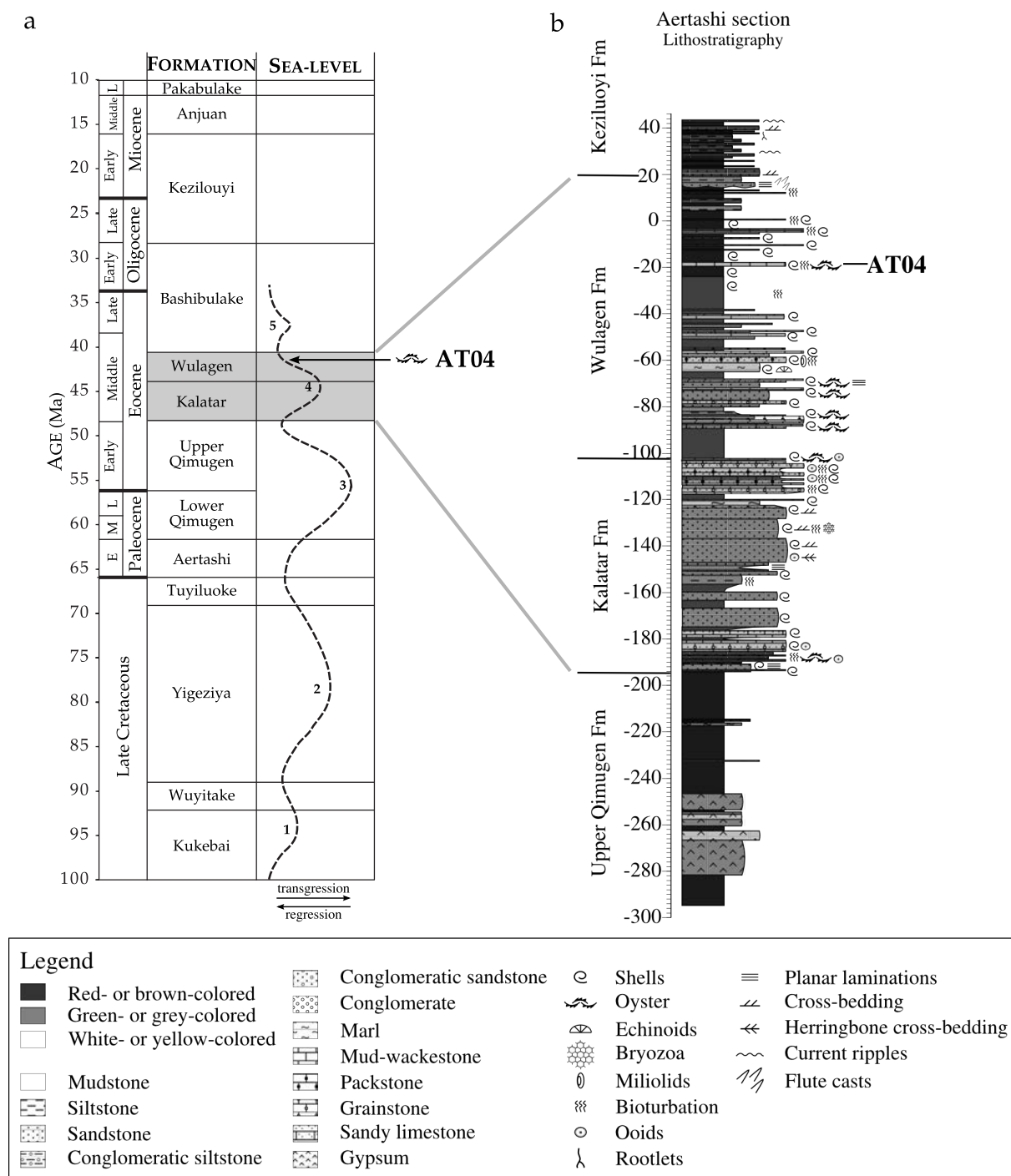


FIGURE 5.2 – a. Sea level fluctuation in Tarim Basin from Late Cretaceous to Miocene. **b.** Lithostratigraphy of Aertashi section modified after Bosboom et al. (2011). This study focus on the fourth marine incursion corresponding to the Wulagen Formation. The oyster studied here comes from the level -20 m. Note that the fifth marine incursion (corresponding to the Bashibulake formation) did not reach into the southwest Tarim Basin and therefore does not appear in the Aertashi Section.

summary, during the fourth transgression the depositional environment in the Aertashi section is characterized by shallow marine, near-shore, restricted conditions with variable but - at least occasionally - fully marine salinities (34-35).

Mollusc macrofauna taxonomic identification largely follows Lan and Wei (1995) and Lan (1997), representing the most recent revision of regional systematic literature. As aragonite molluscs were secondarily leached, calcitic shells as Ostreidae and Pectinidae mainly remained in sedimentary deposits (Bosboom et al., 2011). The oyster AT04 belongs to the species *Sokolowia buhsii* (Grewingk) and was collected in living position from a mud-to-wackestone sandy-carbonaceous bed. Bryozoa and worms were found still attached on the oyster's shell surface, which was also marked by small craters from lithophaga sponges. Most of the *S. buhsii* shells are adult specimens, ranging in length from 10 to 14 cm. Co-occurring mega-fauna contains numerous small specimens (around 3-4 cm) of the colonial oyster *Kokanostrea kokanensis*, specimens of the bivalve *Chlamys* sp. and undifferentiated gastropods. Undifferentiated Echinoids plates and Bryozoa are observed in sediment thin sections (Figure 5.3). These organisms are indicative of a subtidal zone environment with a fully marine salinity (Lan, 1997) and agree with the biostratigraphy described by Bosboom et al. (2011).

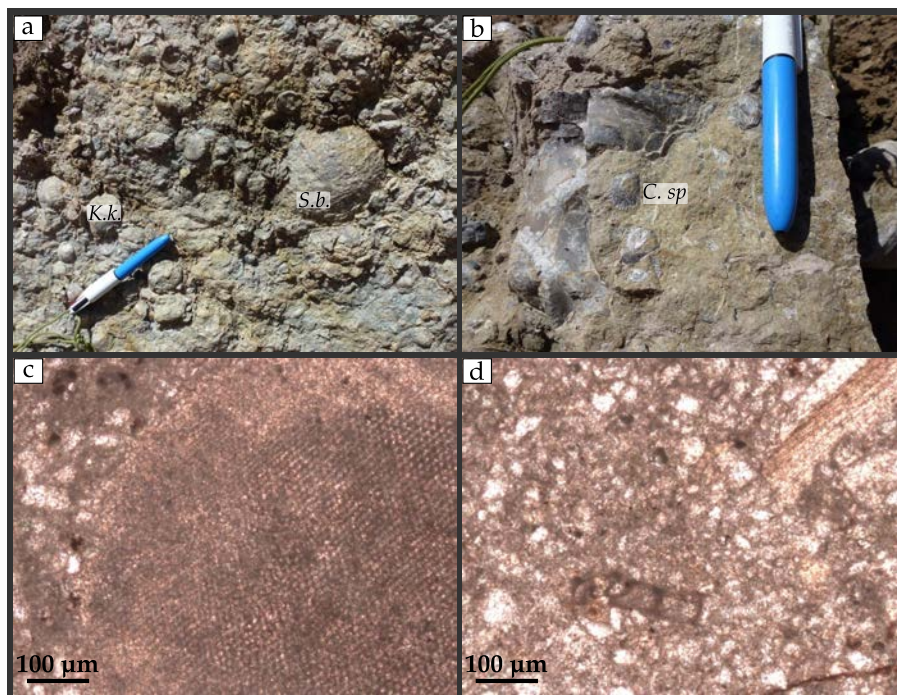


FIGURE 5.3 – *S. buhsii* environment. **a.** Oyster bed in Aertashi section showing macrofauna including *Sokolowia buhsii* (*S. b.*) and *Kokanostrea kokanensis* (*K. k.*); **b.** Close-up of a *Chlamys* sp shell. (*C. sp.*). **c.** Echinoid plate in thin section from sediment. **d.** Bryozoa in thin section from oyster sediment (also observed in the oyster shell). Fauna assemblage attests of a fully marine environment.

The paleobiogeographic distributional patterns of the fauna suggest a well-connected, open marine setting. In particular *Sokolowia buhsii* shows an extraordinary wide dispersal in the

regional Turkestan stage of Central Asia (Vyalov, 1937) in northwest Afghanistan (Berizzi, 1970) and in northern Iran (Grewingk, 1853) and its occurrence has even been reported from the lowermost Bartonian in the Transylvanian Basin (Rusu et al., 2004). This broad distribution makes this species an ideal choice to track paleo-seasonality in a large spatial area during the Eocene period.

5.3 MATERIAL AND METHODS

5.3.1 *Shell description and sample preparation*

Oyster shells are formed by incremental deposition of calcium carbonate following two main directions: towards the bottom (inside the shell) and towards the back (opposite from the hinge). Typically, annual growth lines are thus constituted of thicker light layers formed during summer months and thinner dark layers formed during winter months (Kirby, 2000; Goodwin et al., 2001; Goodwin et al., 2003). Foliated, chalky and prismatic calcite are the main forms of calcium carbonate found in the inner and outer layers of the shell (Carter et al., 1980). Chalky calcite contains wide pores and is generally associated with rapid growth and more vulnerable to diagenesis. Since it is relatively easily altered by dissolution and recrystallisation, it is generally not suitable for paleoclimatic reconstructions. In contrast, foliated calcite consists of densely packed laths which are more resistant to post-mortem alteration and its isotope or element composition are more likely to reflect the original environmental conditions. For this reason, we analysed the ligamental area of the left valve that is made mainly of foliated calcite providing a well-preserved signal for environmental reconstructions as shown by previous studies on oyster shells (Kirby, 2000; Surge and Lohmann, 2008; Lartaud et al., 2010a; Mouchi et al., 2013; Goodwin et al., 2012). Furthermore, this part of the oyster shell shows very regular growth lines thus allowing detailed, intra-annual geochemical analysis.

After isolation from the sediment and thorough cleaning by brushing with deionized water, specimens were prepared for sclerochronological and geochemical analysis by cutting 0.5 cm-thick slices along the maximum growth axis of the left valve. These sections were subsequently polished and cleaned using an ultrasonic bath for ten minutes with deionized water and dried overnight. Radial sections reveal numerous growth lines expressed by cyclical gray and white alternations, particularly regular in the ligamental area (Figure 5.4a), thus providing a continuous record along the oysters lifetime. Shells slices were then sectioned into slices of maximum 2.5 cm wide by 5.0 cm long to fit the sample holder for geochemical analyses.

5.3.2 *Cathodoluminescence*

Cathodoluminescence (CL) corresponds to the emission of light from material during excitation by an electron beam. The wavelength of the emitted light depends on the crystal lattice structure and light-emitting centers constituted by crystal defects or chemical elements (so-called

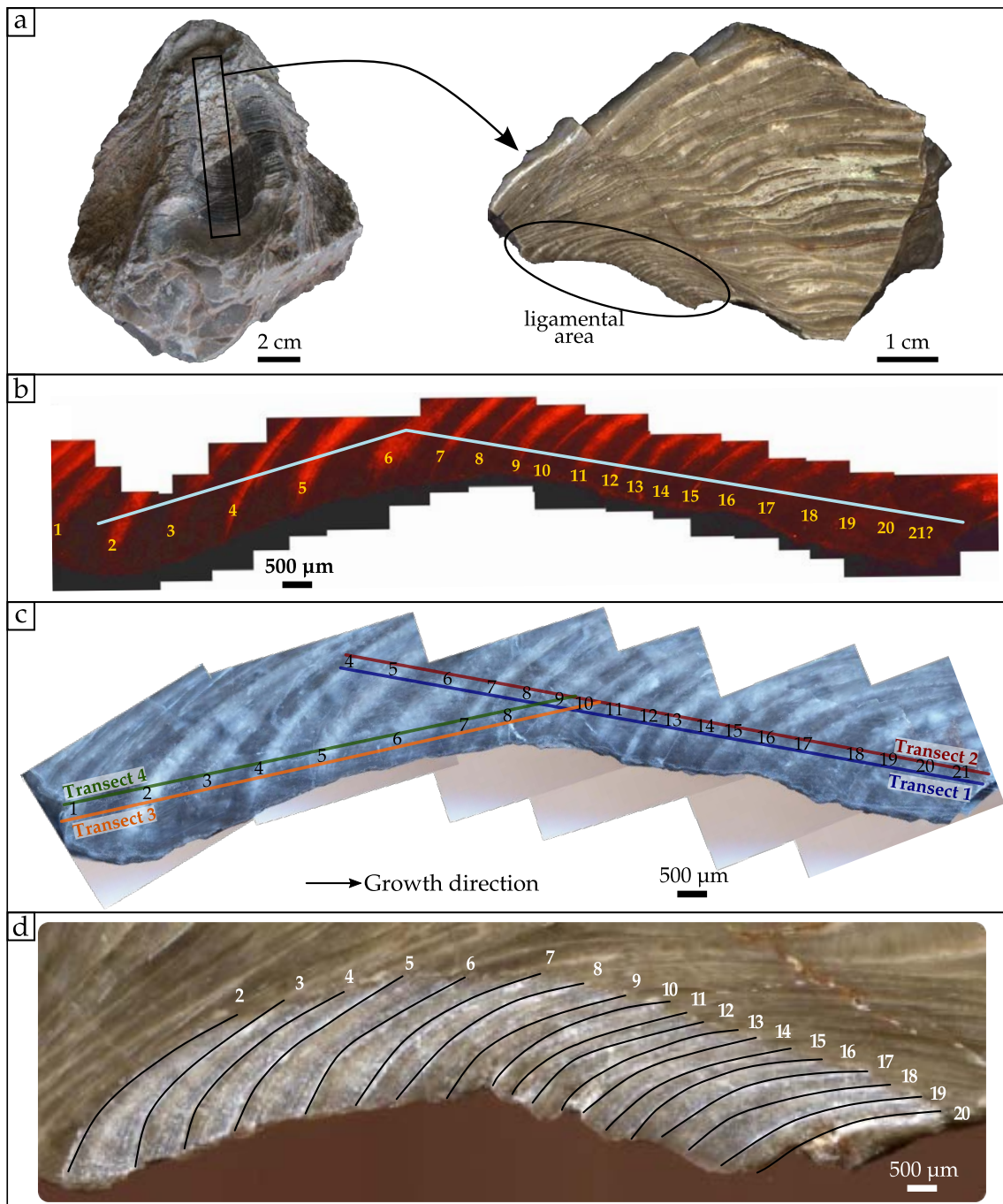


FIGURE 5.4 – a. Sample preparation of the left valve from AT04 specimen. Shell was cut in the maximal growth axis then polished to reveal cyclic gray and white bands showing incremental growth. The study focus then on the ligamental area. 21 cycles in AT04 are observed and numbered from the youngest (1) to the oldest (21) depicted. The youngest part the shell was broken during the excavation, thus we did not analyse the first years of life of this specimen. b. Cathodoluminescence assemblages from the ligamental area of *S. buhsii* shell. Blue line corresponds to gray values shown in Figure 5.5. Cyclic high and low luminescence layers show a seasonal record during the shell’s growth; c. Transects followed by the laser during the ICP-MS acquisition. Four overlapping transects were performed in order to follow the maximum length of the curved hinge with linear transects and to attest for limited intra-shell small scale variability; d. Slab of the shell ligamental area after the micromilling for stable isotopes analysis. Black lines underline the 19 paths first selected. Then 5 to 10 paths were interpolated in between the black line resulting to paths for every 120 μm .

activators). CL microscopic observations of the shell slabs thus enable to check for crystal defects and to evaluate the preservation state of the samples (e.g. overgrowth, recrystallisation, dissolution) to ensure that obtained element concentrations and isotope ratios reflect the original signal (Barbin, 2000). In calcite, Mn^{2+} is the main luminescence activator causing emission of yellow to orange light (~ 620 nm) (Machel et al., 1991) of which the intensity is positively correlated with Mn concentration (De Rafélis et al., 2000; Habermann, 2002; Langlet et al., 2006). Lartaud et al. (2010a) showed that Mn is positively correlated with seawater temperature and therefore preferably incorporated in the oyster shell calcite during summer months. Thus variations of the CL intensity following the shell's growth axis in each slab can be used to identify seasonal successions during the oyster lifetime using the method described by Langlet et al. (2006) and Lartaud et al. (2006); Lartaud et al. (2010a).

CL analysis was performed at Université Pierre et Marie Curie (Paris, France) on a cold cathode device (Cathodyne OPEA) coupled to an optical microscope and a digital camera. Analytical conditions were optimal with an accelerating voltage of 15-20 KV and a gun current ranging from 300 to 400 $\mu\text{A}\cdot\text{mm}^{-2}$. Mounted photographs following the growth axis provided a complete view of the entire hinge area for each shell. Using ImageJ software (Rasband, 1997–2007), CL images were digitalized perpendicularly to the growth lines (blue line on Figure 5.4b) and CL variations were converted into a gray-scale curve.

5.3.3 Trace element profiles

A variety of trace elements present in bivalve calcium carbonate were used as paleoenvironmental indicators (e.g. Elliot et al., 2009; Batenburg et al., 2011). Here we investigate in particular the Mg/Ca ratio to estimate if it can be used as a seawater paleotemperature indicator. We also compared Mn/Ca ratios to CL results to check if CL provides qualitative estimates of the calcite's Mn/Ca ratio.

Trace elements composition was determined by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), with a Geolas 200Q Excimer 193 nm laser coupled to a sector field ICP-MS (Element2, Thermo Scientific) at Utrecht University, The Netherlands (Reichert et al., 2003). A glass standard (NIST SRM 610) was used for calibration and ablated using an energy density of ~ 4 $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ with a spot diameter of 120 μm . The oyster shells were ablated at lower energy density (~ 1 $\text{J}\cdot\text{cm}^{-3}$) by moving the sample in a straight line at a constant speed underneath the laser beam in a He environment. In such a way, ablated spots overlap resulting in a resolution of a data point every ~ 7 μm leading to hundreds of measurements per growth band (depending on the incremental size). Calibration of element/calcium ratios in calcium carbonate samples using a NIST glass standard has been demonstrated to be accurate for many elements when using a 193 nm laser (Hathorne et al., 2008). The precision of the technique is 4% (1σ) for Mg/Ca and Sr/Ca based on many spot analyses of powder pellets of carbonate reference materials (e.g. Raitzsch et al., 2011). Repetition rate was set at 7 Hz for both the standard and the samples. The ICP-MS was run in low resolution mode without the shield torch and the

measurement routine took 0.64 seconds to cycle through the masses, which included ^{24}Mg , ^{26}Mg , ^{43}Ca , ^{44}Ca , ^{55}Mn , ^{88}Sr and ^{138}Ba . Trace element concentrations were calculated using the concentration of calcium in CaCO_3 (40% wt), with ^{43}Ca as an internal standard and using ^{44}Ca as an internal check. Due to the curved ligamental area on specimen AT04 (Figure 5.4c), two overlapping transects under slightly different angles were analysed to obtain a continuous signal for most of the oyster's lifetime through the growth bands previously detected with CL microscopy. To minimize the effect of intra-shell small-scale variability in element composition, each transect was complemented by a second parallel transect (Figure 5.4c). The Analyseries software (Paillard et al., 1996) was then used to position the LA-ICP-MS datapoints with respect to a common transect. When the transects overlapped we averaged the results of two, three or four parallel transects such that a single single datapoint was obtained for each incremental position.

5.3.4 *Stable isotopes*

Material for stable isotope analyses was removed using a high-precision, computer-driven Micromill (New Wave Research) attached to an x, y and z stage following digitized milling path positions. Milling paths were defined along the light bands (representing summers) revealed by cathodoluminescence analysis. Between each light band we interpolated 4 to 9 parallel paths (depending on incremental size) with a regular spacing of 120 μm between each paths. This yielded a sampling resolution of ~ 7 paths on average per cycle (minimum 5, maximum 10 paths cf Figure 5.4d). Sampling depth was between 60 and 80 μm and sample path lengths were between 6 to 8 mm. This resulted in the removal of approximately 100 μg of calcite for each path. The milled powder was transferred into a glass vial using a razor blade. To minimize contamination, ethanol and compressed air were used to clean the oyster shell, the drillbit and the razor blade between each sample. A total of 130 samples were milled for AT04.

From each sample, 30 to 50 μg of shell powder were analysed for oxygen stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰ VPDB) using a KIEL-III device coupled online to a Finnigan MAT-253 mass spectrometer at the Earth Sciences department of Utrecht University. The international standard NBS-19 and an in-house standard (Naxos marble) were used for calibration. Long-term analytical precision was better than 0.08‰ for $\delta^{18}\text{O}$.

5.3.5 *Growth rate and chronology*

All geochemical analyses were positioned on a common scale in the direction of growth. The first drilled sampled for stable isotope was used as the initial reference point (0 mm, Figure 5.5). We assume that each growth band represents one year (Kirby, 2000; Lartaud et al., 2006) and, by analogy with present-day climate, that each cycle maximum values of those parameters corresponds to summer maximum and lowest values corresponds to winter minimum. We thus established a chronology for the shell growth based on Mg/Ca fluctuations providing

the highest resolution in both winters and summers. Similar but less precise calibrations were obtained using CL or Mn/Ca due to their less detailed records in winter. Furthermore, we used mid-values of Mg/Ca ratio between summer maxima and winter minima to define mid-seasons. Using the distance scale we can thus determine winter and summer season sizes along the shell (Figure 5.6a).

5.4 RESULTS

5.4.1 Cathodoluminescence

Petrographic examination and observation of the CL images of the shells slab indicated no evidence of significant diagenetic alteration, such as cements or recrystallisation (Figure 5.4b and Figure 5.5a). CL images revealed 16 cyclic bands of alternating high and low luminescence intensity related to chemical zoning, mainly associated with Mn variations as also depicted by LA-ICP-MS analysis (section 5.4.2).

5.4.2 Elemental ratios

The four transects display consistent cyclic variations with limited small scale variability except for a small portion near the edge of the shell (between 4 to 10 mm of the transects 3 and 4; Figures 5.4c and 5.5b) showing anomalously high Mg/Ca values attributed to local alteration and therefore no longer considered for further analyses. A moving average using a Bartlett window on 51 data points (corresponding to a distance of approximately 0.35 mm) was run through the obtained datapoints. The standard deviation of the moving average was respectively 0.11 mmol.mol⁻¹ on Mg/Ca and 0.03 mmol.mol⁻¹ on Mn/Ca, showing that small scale fluctuations in elemental concentrations are negligible compared to the observed cyclical Mg/Ca and Mn/Ca fluctuations (Figure 5.5c).

The resulting average elemental scans reveal 16 synchronized cyclic fluctuations in Mn/Ca (Figure 5.5a) and Mg/Ca ratios (Figure 5.5c) which correlate well with the positions of the white/gray banding and of the CL (Figure 5.4). Five more cyclic fluctuations are observed for Mg/Ca ratio. As the content of Mn in that part of the shell is low, the Mn/Ca variations are not visible with the resolution used here. Elemental ratios in the shell vary between 2.25 and 11.3 mmol.mol⁻¹ for Mg/Ca and between 0.18 and 4.19 mmol.mol⁻¹ for Mn/Ca.

5.4.3 Stable isotopes results

Oxygen isotope ratios display annual variations over 19 cycles consistent with the 19 visible bands selected for microdrilling (Figure 5.5c). These variations are synchronized and negatively correlated with trace elements (Mg/Ca and Mn/Ca) fluctuations. The $\delta^{18}\text{O}$ values range from -3.98 to -1.18‰ with an average of -2.9 ± 0.7 ‰.

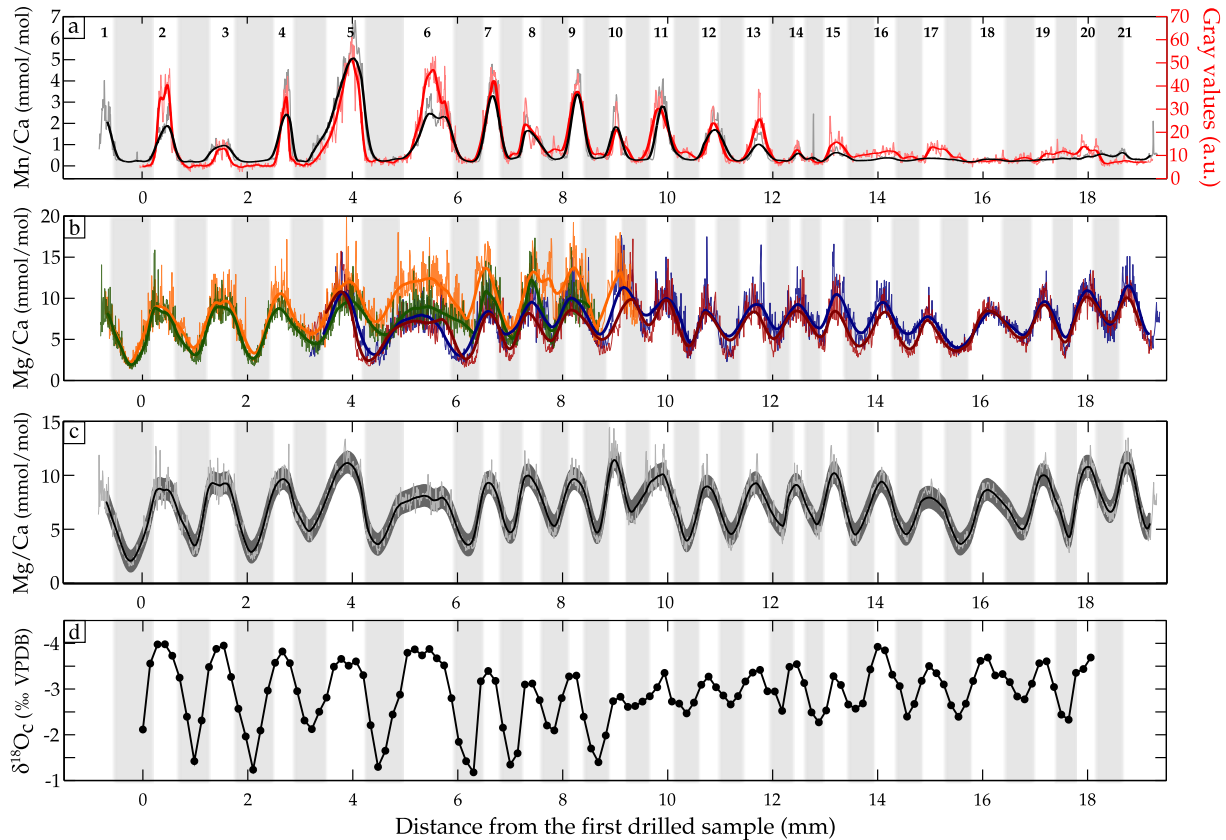


FIGURE 5.5 – Trace elements ratio and isotopes results. 0 mm corresponds of the first drilled sample for the isotopes analyses. **a.** Mn/Ca ratio (gray: raw data, black: moving average) and cathodoluminescence gray scale (light red: raw data, dark red: moving average) results, showing the same cyclic variations. **b.** Mg/Ca fluctuations for all the transects (blue: transect 1, red: transect 2, orange: transect 3, green: transect 4). The transects 3 and 4, close to the edge of the shell, reveal anomalously low Mn/Ca values and were thus not taken into account (from 4 to 10 mm) for the average between transects. **c.** Mg/Ca ratio (light gray: raw data, dark gray: maximum of standard deviation black: moving average). The dark gray shadow reveals the maximum of standard deviation ($SD=0.96$ mmol/mol) due to the small scale variability between transects. **d.** $\delta^{18}O$ (‰ VPDB). The annual fluctuations appear in both signal: trace elements and stable isotopes. High values of Mg/Ca and Mn/Ca ratios are correlated with a white layer in the shell, high luminescence intensity and with low values of stable isotopes $\delta^{18}O$. Numbers for each cycle correspond to the 21 growth bands numbered on the shell (Figure 5.4), alternating gray and white band corresponds to the growth layer observed in the ligamental area of the shell.

5.4.4 Chronology

The chronology based on the Mg/Ca ratio shows that growth rates are highest during the warm (i.e. summer) months. Furthermore, growth rates decrease slightly and gradually during the life time of the oyster (Figure 5.6b).

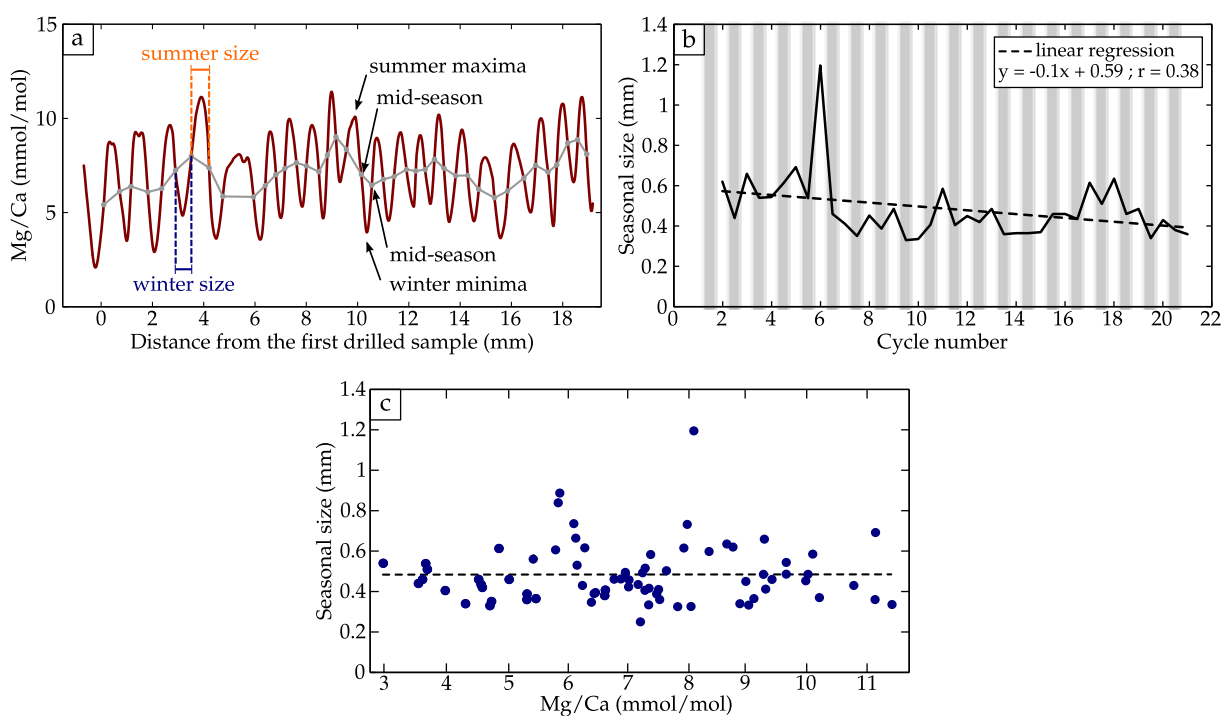


FIGURE 5.6 – Chronology establishment. **a.** Season peaks are defined by maxima (summer), minima (winter) and mid-values (mid-seasons) of Mg/Ca ratio. Here we show how defining the season growth according size of shell along the transect of Mg/Ca. **b.** Development of growth size during the oyster life. Growth rate is higher during summer months (white layers) than during the winter months (dark layers). Dashed line shows a gradually decrease of the growth along the life of the oyster. **c.** Influence of the incremental size on the Mg incorporation. No growth effect is detected

5.5 ANALYTICAL DISCUSSION

5.5.1 Shell preservation

Cathodoluminescence results show rigorously the same patterns as those observed on modern specimen of oyster shells (Langlet et al., 2006; Lartaud et al., 2010a). These bands indicate a cyclic environmental change (i.e. alternating summer and winter conditions) during growth of the shell and supports indications that the impact of calcite diagenesis is limited. Furthermore, Mn/Ca ratios correlate well with CL intensity as expected by the high luminescence potential of Mn^{2+} ions (Machel et al., 1991; Barbin, 2000). The clear and consistent banding of Mn/Ca

and CL intensity indicates minimal effect of diagenesis effect on the oyster shell, attesting that element and isotope data reflect the primary environmental signal. Moreover, the synchronized cyclic variations of CL, Mn/Ca, Mg/C and $\delta^{18}\text{O}$ attests also for the good preservation of the shell.

5.5.2 Elemental ratios

The good correlation between the luminescence and Mn/Ca shows that luminescence can be used in these shells to qualitatively determine the calcite's Mn/Ca ratio.

Mg/Ca incorporation in bivalve shell may be influenced by a variety of parameters other than temperature (ontogeny, metabolism, growth rate, organic matrix, salinity) as previously observed in bivalves (Vander Putten et al., 2000; Wanamaker Jr et al., 2008; Schöne et al., 2010; Freitas et al., 2012). Here, we observe no long-term trend in the Mg/Ca ratio signal during the 21 years analysed (lacking the early juvenile stage of shell growth), although the growth rate slightly decreases during the oyster life (Figure 5.6b). This shows that an ontogenic effect on the Mg incorporation is limited in the oyster *Sokolowia buhsii* unlike in other bivalves as showed by Freitas et al. (2005) in *Pinna nobilis* or by Carré et al., 2006 on *Mesodesma donacium* and *Chione subrugosa*. This is in agreement with the lack of ontogenic trends observed on present oyster shells (Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013). In addition, studies have shown that a high metabolic rate may promote incorporation of Mg in bivalve shells calcite that can result in seasonal variations (Rosenberg and Hughes, 1991; Vander Putten et al., 2000; Carroll and Romanek, 2008). Here, the comparison of seasonal growth with the shell Mg/Ca ratios (Figure 5.6c) clearly shows that the growth rates have no apparent effect on Mg incorporation. Furthermore, studies on present oyster shells showed that salinity has a negligible effect on Mg incorporation (Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013). These observations strongly support support the reliability of Mg/Ca as a paleothermometer.

5.5.3 Stable isotopes

For most of the record, the 19 clear cycles of $\delta^{18}\text{O}_c$ are in line with the cyclic variations of the Mg/Ca ratio. However, the amplitude of the $\delta^{18}\text{O}$ variations is smaller in the oldest part of the shell (cycles 10 to 20). We interpret the lower variability in $\delta^{18}\text{O}_c$ in this part as a result of mixing of material from separate layers during micromilling because growth layers are narrower and less well recognizable in this section of the shell (Figures 5.4 and 5.6b). The mixing effect is more apparent for the cold periods ($\delta^{18}\text{O}$ maxima are more shifted than $\delta^{18}\text{O}$ minima) which coincides with the slower growth rates of the shell. These observations are consistent with modelling from Goodwin et al. (2003) showing that such a sampling bias becomes more important with lower (smaller) growth rates (incremental size). Consequently we used only the first part of the $\delta^{18}\text{O}_c$ results (cycles 1 to 10) in further discussion.

5.6 SEASONALITY INTERPRETATION

5.6.1 Temperature signal

Mg/Ca derived temperatures

In bivalve shells, the Mg/Ca ratio as a potential seawater (paleo)thermometer was not fully established for a long time, due to the difficulty to obtain reliable calibrations (Dodd, 1965; Vander Putten et al., 2000; Freitas et al., 2005; Freitas et al., 2006). However, two recent studies propose well-calibrated linear relationships between temperatures and oyster Mg/Ca ratios (Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013). Therefore, the obtained Mg/Ca ratio in oyster shells should - in principle - primarily reflect seawater temperature with the highest elemental ratios corresponding to the warmer temperature. We explore in the following how these calibrated relationships may apply to our results in providing such seawater paleotemperatures

The first calibration is based on the estuarine species *Crassostrea virginica*:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1.39 \times \text{Mg/Ca (mmol/mol)} - 0.35 \text{ (Surge and Lohmann, 2008)}$$

and second is based on the marine species *Crassostrea gigas*:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 3.77 \times \text{Mg/Ca (mmol/mol)} + 1.88 \text{ (Mouchi et al., 2013)}$$

Although *S. buhsii* is an endemic extinct species specific to the (Proto)-Parathetys sea, it belongs to the same family as the *Crassostrea* genus (Vyalov, 1937). In other marine calcifiers, Mg/Ca ratios have been shown to be species-specific (e.g. similar to foraminifera, Bentov and Erez (2006); Wit et al. (2012)) which therefore potentially introduces an uncertainty in the applicability of the two existing calibrations to the fossil. However, monitored culture of *Ostrea edulis* and *Crassostrea gigas* in a same site, suggested that the species-related effect is limited and did not influence significantly Mg incorporation (Mouchi et al., 2013). Both calibrations were established on the juvenile part of the oyster shells. Given that no ontogenic trend is observed in the Mg/Ca ratio of the *S. buhsii* shell (cf Section 5.4.2), we assume that the juvenile Mg/Ca-T relationship is applicable for all the life time of the shell.

We thus applied both equations to estimate temperatures in the Tarim Basin from Mg/Ca ratios measured in the collected *S. buhsii* shell (Figure 5.7a). To obtain a statistically robust signal of the seasonal amplitude (ΔT) throughout the oyster's life, all the minimum peaks (for winter) and maximum peaks (for summer) of the Mg/Ca derived sea-water temperature have been averaged and are given with associated standard deviation.

The seasonal amplitude thus range between $6.7 \pm 1.5^{\circ}\text{C}$ (winter) and $13.7 \pm 1.3^{\circ}\text{C}$ (summer) ($\Delta T \simeq 7^{\circ}\text{C}$, average of all values $T = 10.1 \pm 2.8^{\circ}\text{C}$) based on the *C. virginica* calibration and between $19.2 \pm 4.1^{\circ}\text{C}$ (winter) and $38.1 \pm 3.5^{\circ}\text{C}$ (summer) ($\Delta T \simeq 19^{\circ}\text{C}$, average of all values $T = 28.3 \pm 7.7^{\circ}\text{C}$) using the *C. gigas* calibration (Figure 5.7a).

According to recent climate models (Tindall et al., 2010), annual average sea-surface temperatures (SST) during the Early Eocene at 39.2°N are approximately 25°C and between 27°C and

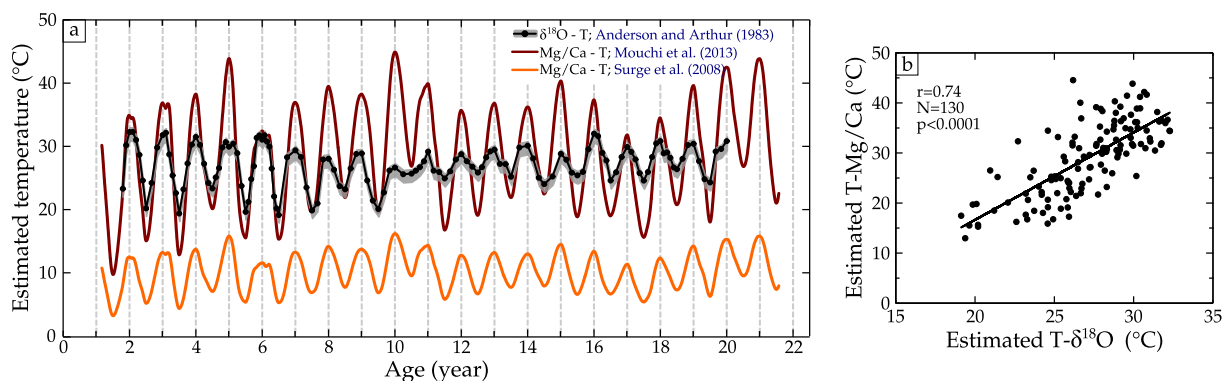


FIGURE 5.7 – a. Temperatures derived from Mg/Ca ratio and isotopes. Temperature from $\delta^{18}\text{O}$ is deduced from Anderson and Arthur (1983): $T = 16 - 4.14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw}) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw})^2$. A constant $\delta^{18}\text{O}_{sw} = -0.44\text{‰}$ is chosen for the isotopic composition of sea water at latitude 39.2°N . The gray area show optimum temperatures found with a $\delta^{18}\text{O}_{sw} = -0.31\text{‰}$ for a latitude of 36.4°N and with a $\delta^{18}\text{O}_{sw} = -0.74\text{‰}$ for a latitude of 42.0°N (estimations by Tindall et al. (2010)). Temperature from Mg/Ca record can be estimated from Surge and Lohmann (2008): $T = 1.39 \times \text{Mg/Ca} - 0.35$ (in orange) or from Mouchi et al. (2013) $T = 3.77 \times \text{Mg/Ca} + 1.88$ (in red); with T in Celsius degrees ($^\circ\text{C}$), and Mg/Ca in mmol.mol^{-1} . **b.** Correlation between temperature deduced from Mg/Ca according the calibration done by Mouchi et al. (2013) and temperature deduced from $\delta^{18}\text{O}_c$ (for the linear regression, the slope is $a=1.7$ and $r=0.74$, $n=130$, $p<0.0001$).

22°C at latitudes 36.4°N to 42.0°N respectively. Clearly, the temperature estimations using the calibration by Mouchi et al. (2013) (annual average of $\sim 28^\circ\text{C}$) provides more realistic values than using that of Surge and Lohmann (2008) (annual average of $\sim 10^\circ\text{C}$).

Furthermore, the previously described fossil assemblage of the sampled stratigraphic unit attests for open marine conditions that are closer to the marine species *C. gigas* than the estuarine species *C. virginica*. Constraining paleo-environment when using Mg/Ca-Temperature calibration is crucial to attest the validity of modern calibration in the past (Freitas et al., 2012). Surge and Lohmann (2008) established their calibration in the Gulf of Mexico (Florida, USA) where the amount of Mg in sea-water is altered by freshwater runoffs and significantly more important ($\text{Mg/Ca}_{sw} \simeq 5 \text{ mmol/mol}$) than in marine environments ($\text{Mg/Ca}_{sw} \simeq 3 \text{ mmol/mol}$) for a salinity of 35. This may explain that for a same Mg/Ca value measured in an oyster shell, deduced temperatures from Surge and Lohmann (2008) are colder than expected by modellings. The estuarine environment seems to have a significant impact on the incorporation of Mg in *C. virginica* shells such that the Mg/Ca-temperature calibration of Surge and Lohmann (2008) does not apply to our study. Conversely the calibration established by Mouchi et al. (2013) on oysters living in open marine environments yields models-coherent temperatures.

Note that the equation used here was established on the western French coasts where the sea temperature never exceeds $20\text{--}25^\circ\text{C}$. At higher temperatures, calibrations done with foraminifera have yielded lower slopes between temperature and Mg/Ca ratio (e.g. Lea, 2003) suggesting that we might slightly overestimate maximum temperatures using Mouchi et al. (2013). In any case, a seasonal pattern is well recorded in the oyster shell attesting of a large temperature amplitude

between seasons.

Oxygen isotopes derived temperature

Assuming that the carbonaceous shells are built in or close to equilibrium with the seawater, the relationships between seawater temperature, inorganic calcite or aragonite $\delta^{18}\text{O}_c$, and seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ are commonly applied to estimate intra-annual temperatures from $\delta^{18}\text{O}_c$ in paleo-sclerochronology studies (e.g. Buick and Ivany, 2004; Ivany et al., 2004; Gillikin et al., 2005). Here we use the relation established by Anderson and Arthur (1983) (following Epstein et al. (1951) and Craig (1965)) between seawater temperature ($T(^{\circ}\text{C})$), calcite $\delta^{18}\text{O}_c$ (‰, PDB), and seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (‰, SMOW):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16 - 4.14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2$$

In many paleoclimate studies, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is essentially unknown or can only be estimated with a relatively large uncertainty. Climate modelling by Tindall et al. (2010) gives $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ values of -0.44‰ for a latitude of 39.2°N and ranging between -0.31‰ to -0.74‰ respectively for 36.4°N and 42.0°N for the Eocene period (site paleolatitude estimated at 39.2±2.8°N, see section 5.2.2). These values are used here to deduce a range of seasonal temperature from calcite $\delta^{18}\text{O}_c$ (Figure 5.7a).

Temperatures calculated from $\delta^{18}\text{O}_c$ show an annual average of around 27.1±3.2°C for a latitude of 39.2°N that are in agreement with average temperatures derived both from climate models (Tindall et al. (2010); section 5.6.1) and from Mg/Ca ratio deduced from the calibration of Mouchi et al. (2013) (~28°C).

Despite the good agreement in annual "bulk" averages, the seasonal temperature amplitude obtained using $\delta^{18}\text{O}_c$ ($\Delta T \approx 10^{\circ}\text{C}$, between 20.6±1.7°C and 30.4±1.6°C for a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of -0.44 ‰) is significantly smaller than the one derived from Mg/Ca ($\Delta T \approx 19^{\circ}\text{C}$).

Interestingly, the paleo-temperatures estimated with stable isotopes are linearly correlated to those estimated using Mg/Ca ratio ($r=0.74$, $n=130$, $p<0.0001$, Figure 7b). In addition, the slope of this linear correlation ($a=1.7$) corresponds to the ratio between the amplitude of both proxies. This linear relation shows that a varying factor is affecting linearly temperatures from stable isotopes with respect to temperatures from Mg/Ca.

The reason why seasonal amplitudes are smaller for seawater temperatures deduced from $\delta^{18}\text{O}_c$ than for those derived from Mg/Ca might be that an other factor affecting one proxy is not constant but varies seasonally. A seasonal change in $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ would explain precisely this observed linear relation between the temperature calculated from Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}_c$. In the epicontinental sea that covered the Tarim Basin, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ may have been affected by salinity due to seasonal changes in precipitation, evaporation and runoff. By instance, if salinity increases during summer months due to high net evaporation, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ also increases and the temperature deduced from $\delta^{18}\text{O}_c$ is underestimated. As salinity has been shown to have a negligible impact on the Mg/Ca contents in the shell (Mouchi et al., 2013; Surge and Lohmann, 2008), the difference

between the temperature deduced from the Mg/Ca ratio and from $\delta^{18}\text{O}_c$ can therefore be used to estimate seawater $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and thus salinity.

5.6.2 Combining Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ proxies to estimate the $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and salinity

Using the Mg/Ca-temperature relation (Mouchi et al. (2013)) and the equation from Anderson and Arthur (1983), seawater oxygen isotope composition can be estimated by:

$$\delta^{18}\text{O}_{sw} \simeq \frac{T(^{\circ}\text{C}) - 16}{4.14} + \delta^{18}\text{O}_c \quad (5.1)$$

This yield an average $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ value of $0.32 \pm 1.4\text{‰}$ (Figure 5.8a). This value of $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ is in line with models estimation (-0.44‰ , Tindall et al. (2010)). As with temperatures above, we average the first 10 minima and maxima respectively in order to have a statistical signal of solstices $\delta^{18}\text{O}_{sw}$. $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ thus varies between $-1.2 \pm 0.6\text{‰}$ in winter and $1.9 \pm 1.2\text{‰}$ in summer and indicates a strong seasonal fluctuation.

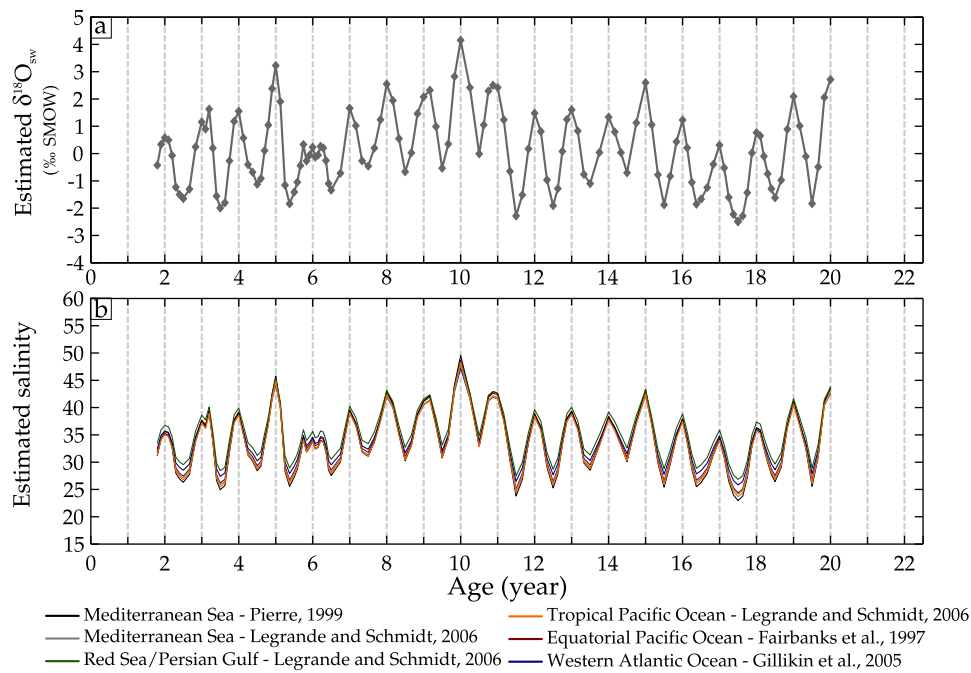


FIGURE 5.8 – Salinity in subtidal environment of the Proto-Paratethys. **a.** $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ deduced from the temperature given by Mg/Ca and the $\delta^{18}\text{O}_c$: $\delta^{18}\text{O}_{sw} \simeq \frac{T - 16}{4.14} + \delta^{18}\text{O}_c$ (Anderson and Arthur, 1983), **b.** Salinity estimated from $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ and following modern calibration given by Pierre (1999) (black), Le Grande and Schmidt (2006) (gray, green and orange), Fairbanks et al. (1997) (dark red) and Gillikin et al. (2005) (blue). All of these calibrations give similar salinity variation.

Translating $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ into salinity is challenging since the $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ -salinity relationship varies with latitude, and can be affected by local impacts of evaporation, runoff and precipitation.

Moreover as Eocene stable isotope composition of precipitation should be less negative from the actual due to a reduced equator-to-pole SST gradient (Speelman et al., 2010), this could modify the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ - salinity relationship. However, to account for the variability in $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ -salinity relationships, 6 different modern-day calibrations established in various marine areas (between 20° and 45° of latitude) and with environments similar to our study (for Red Sea, Persian Gulf and Mediterranean Sea) were applied to our data (Table 5.1). The annual salinities obtained using the calibrations cited above are relatively similar indicating an average seawater salinity of ~ 34 -35 (Figure 5.8b). These normal marine salinities are in agreement with the marine environment of the sampled oyster bed (see description of environment in part 5.2.2) and show that modern-calibration used here are likely to be suitable for our Eocene case.

Location	Slope	Intercept	Author
Mediterranean Sea	0.25	-8.23	Pierre (1999)
Mediterranean Sea	0.28	-9.24	Le Grande and Schmidt (2006)
Red Sea/Persian Gulf	0.31	-10.81	Le Grande and Schmidt (2006)
Tropical Pacific Ocean	0.27	-8.88	Le Grande and Schmidt (2006)
Equatorial Pacific Ocean	0.27	-9.14	Fairbanks et al. (1997)
Western Atlantic Ocean	0.31	-10.49	Gillikin et al. (2005)

TABLE 5.1 – Regional relationships between the stable isotopic composition of the seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) and the salinity established in different areas.

Our results further show that salinities increase during summer months (reaching ~ 40) and decrease drastically during the coldest months (reaching ~ 29). This is in agreement with the unstable environment depicted by the previous biostratigraphical work of Bosboom et al. (2011) (see section 5.2.2). However, they did not show any temporal scale on this paleoenvironmental change. Here, thanks to a high resolution geochemical analyses we present an additional information concerning the seasonal pattern of the salinity in the Middle Eocene Proto-Paratethys. These conditions contrast with the reported occurrence – at and near the stratigraphic level of the sampled shell - of poorly preserved Echinoids, Brioza or *Chlamys* sp. that do not tolerate large salinity fluctuations. This probably stems from the fact that the recorded environment in the sampled shell over only 21 years is not likely to represent the much longer time accumulated in the stratigraphic interval from which the fossil assemblage was recovered. This shows that fossil assemblages provide only a broad view averaged over time of paleoenvironmental conditions compared to the high resolution attained with the sclerochronologic data from one shell as presented here.

Comparison to equivalent modern environments indicate that these relatively variable salinities with high maxima are tolerable for fully marine organisms and in particular oysters. Oysters from the San Francisco Bay (Goodwin et al., 2010; Goodwin et al., 2012) currently tolerate strong alternations between wet winters and dry summers yielding annual temperature and salinity variations similar to our Tarim Basin case, although absolute values are not comparable ($\Delta T \sim 12^\circ\text{C}$ and $\Delta S \sim 10$). Furthermore, open marine organism in the Red Sea tolerate salinities

reaching very high values between 40 to 42 - (see in particular the sclerochronological work done on the giant oyster *Hyotissa hyotis* by Titschack et al. (2010)).

5.7 PALEOCLIMATE AND PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

Results from paired Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}_c$ obtained here indicate that the Proto-Paratethys should be a warm sea (average around 27-28°C), in agreement with paleontological and numerical studies (Lan, 1997; Tindall et al., 2010). Furthermore the strong seasonal variability in estimated seawater temperature ($\Delta T \approx 19^\circ\text{C}$) is close to modern shallow gulfs values such as the Upper Gulf of California ($\Delta T \approx 25^\circ\text{C}$), which is currently affected by semi-arid to arid climate conditions (Goodwin et al., 2001). In addition, the increase of salinity during summer months indicates that the water balance is most negative (strong evaporation and limited fresh water input) during that part of the year.

Such arid conditions in relative proximity to an ocean may be observed today in the Sahara desert or the Atacama desert (Chile) for example. There, climate is controlled by an anticyclonic tropical area that may be combined with an intense Foehn effect. Similar conditions are documented for the study area in the Eocene by paleoenvironmental proxies and climate modelling studies. According to a review of Chinese paleoenvironmental proxies (mainly palynology and lithofacies), the study area was located in a semi-arid to arid longitudinal zone (Sun and Wang, 2005). This arid zone may be explained by climate modelling experiments showing that with an Eocene globally warm climate, the anticyclonic portion of the Hadley cell descended to latitude 25 to 45°N over east Asia (Zhang et al., 2012). In addition during the Eocene the southern margin of the Tarim Basin was bordered by emerging topography (uplift of the Tibetan Plateau; e.g. Cowgill (2010)). The resulting seasonal Foehn effect on the northern side of this topography would then bring warm and dry air in the Tarim Basin area during summer, increasing evaporation in the shallow sea.

The observed relatively low winter salinities are most likely the result of a decrease of the evaporation and an increased fresh water input suggesting that rainfall occurred mainly during the winter half-part of the year. This is in excellent agreement with recent modelling suggesting that during the Eocene in western China, more than 60% of the precipitation occurred during the coolest half part of the year, from October to March (Zhang et al., 2012). The Tian Shan and Pamir ranges being still very low (Jolivet et al., 2010; Cowgill, 2010) no topographic barrier was blocking the atmospheric circulation on the northern and western sides of the Tarim Basin until Late Oligocene. During winter, westerly and northerly winds recharged in moisture from the Turgai Strait and the western Proto-Paratethys were thus able to reach the Tarim Basin and should explain the lower salinity during this part of the year.

5.8 CONCLUSION

This method associating high resolution trace elements and stable isotopes on oyster shell gives the first quantitative record of a Middle Eocene seasonality in Central Asia. Our data suggest that Tarim Basin climate was arid to semi-arid during summer and that rainfall occurred mainly during the winter part of the year. The climate pattern derived from our results contrasts with typical monsoon dominated climate observed much later in Asia after major changes such as global cooling, retreat of Paratethys sea and the uplift of the Tibetan Plateau.

Given the recent development of Mg/Ca-T calibrations on oyster shells, the new method developed here to infer quantitative seasonal pattern in the Paleogene should be taken with caution. However, the consistency with field (Sun and Wang, 2005; Bosboom et al., 2011) and numerical (Zhang et al., 2012) data shows that it is a reliable and powerful tool to infer seasonal paleoclimate variations.

5.9 ACKNOWLEDGEMENTS

This project was partly funded by the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO) and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). We are grateful to the French-Chinese CaiYuanpei programme of Campus France for collaborative support. We would like to thank Roderic Bosboom, Gloria Heilbronn and Bruno Paulet for their contribution in the field. We are grateful to Helen de Waard, Arnold Van Dijk and Guylaine Quitte for their help during experiments respectively with LA-ICP-MS, stable isotopes analyses and Micromill access. We thank Marc Jolivet for constructive criticisms and suggestions that greatly improved this manuscript. We also thank two anonymous reviewers whose comments and criticisms significantly improved an earlier version of the manuscript.

DE L'UTILISATION DU RAPPORT Mg/Ca DANS LES COQUILLES D'HUÎTRES POUR ESTIMER LES TEMPÉRATURES

Le succès de l'utilisation des isotopes stables pour les reconstructions paléoclimatiques vient du fait que, pour la majorité des organismes, la cristallisation se fait à l'équilibre isotopique avec le milieu environnant (Chapitre 3). Ainsi, l'équation thermodépendante liant le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite et la température dépend essentiellement de la nature du carbonate de calcium (aragonite ou calcite) et non de l'espèce à l'origine de la biominéralisation. La substitution du calcium par le magnésium dans les carbonates est endothermique et ainsi largement influencée par la température (Figure 3.10). Toutefois, l'incorporation des éléments traces dans les tests carbonatés est hautement influençable par le métabolisme entraînant un fort effet speci-spécifique. Cela a notamment été discuté à propos des tests carbonatés de foraminifères, proxies parmi les plus étudiés dans les reconstitutions paléoclimatiques (LEA et al., 1999 ; MASHIOTTA et al., 1999 ; ELDERFIELD et GANSSSEN, 2000 ; LEAR et al., 2002).

Ces dernières décennies, plusieurs scientifiques ont cherché à établir des relations entre rapport Mg/Ca d'une part et température d'autre part sur des coquilles de bivalves calcitiques (KLEIN et al., 1996 ; VANDER PUTTEN et al., 2000 ; FREITAS et al., 2005 ; FREITAS et al., 2006 ; FREITAS et al., 2009 ; FREITAS et al., 2012 ; WANAMAKER JR et al., 2008 ; SURGE et LOHMANN, 2008 ; MOUCHI et al., 2013). Ils se sont notamment confronté à la difficulté de créer des modèles d'âges précis au sein de la coquille et à celle de dupliquer leurs résultats. D'après la littérature traitant de ces équations Mg/Ca-T, les auteurs semblent être sceptiques quant à l'utilisation dans le fossile de calibrations trop fragiles faites dans l'actuel (e.g. FREITAS et al., 2005). Et ceci avant même de traiter du problème d'actualisme à appliquer des calibrations modernes sur des espèces fossiles éteintes. Cependant, ces auteurs se sont focalisés sur des moules (*Mitylus edulis* et *Mitylus trossolus*), des coquilles Saint-Jacques (*Pecten maximus*) ou encore de Grandes nacres (*Pinna nobilis*). Compte tenu du faible nombre d'études faites sur des huîtres actuelles, il est encore délicat de remettre en cause la robustesse des équations établies en estuaire (SURGE et LOHMANN, 2008) ou en milieu marin franc (MOUCHI et al., 2013). Pourtant, les résultats du Chapitre 5 (BOUGEOIS et al., 2014) sont très prometteurs. En effet, la cohérence entre les résultats issus du rapport Mg/Ca de la coquille de l'espèce *S. buhsii* et ceux de la littérature régionale invitent à se poser d'avantage la question quant à la possibilité d'utiliser un tel proxy pour les reconstitutions saisonnières de

température dans le passé.

Le chapitre suivant fait l'objet d'un article en préparation dans le but d'une soumission au journal *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. L'étude incrémentielle des variations de Mg/Ca, de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ sur des coquilles d'huîtres fossiles d'espèces et d'âge différents (du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur) nous permet de discuter de la possibilité d'utiliser le magnésium des coquilles d'huîtres comme un proxy de température dans le registre fossile. Ainsi le but de ce papier est multiple. D'une part nous cherchons à comprendre si plusieurs huîtres de la même espèce, du même âge et à modifications diagenétiques équivalentes, incorporent le Mg/Ca au sein de leur coquille de manière cohérente. D'autre part, nous testons les calibrations Mg/Ca-T faites sur des espèces de bivalves calcitiques actuelles afin de déterminer si elles peuvent être appliquées dans l'ancien. L'utilisation du Mg/Ca couplée avec celle des isotopes stables des coquilles nous permet d'avoir un point d'ancrage pour les températures annuelles et valider ou non les températures déduites du proxy Mg/Ca.

Cette étude nous permet de distinguer les espèces d'huîtres fossiles *S. buhsii* et *O. (T.) stric-tuplicata* qui semblent être suffisamment fiables pour être utilisée comme proxies permettant de reconstituer les paléotempératures via la calibration de MOUCHI et al. (2013). À l'inverse, les espèces *F. hemiglobosa*, *F. bashibulakeensis* ou *P. asiatica* ne permettent pas d'accéder aux saisons paléogènes. Ces espèces incorporent le Mg de manière anarchique, ou alors semblent trop éloignées phylogénétiquement de l'huître modèle actuelle *C. gigas* pour que le comportement de l'organisme face à l'incorporation du Mg dans la coquille soit le même (les températures déduites des valeurs de Mg/Ca sont incohérentes avec le milieu).

Using Mg/Ca on oyster shells as paleoclimatic proxy, example from the Paleogene of Central Asia

L. Bougeois ^a, M. de Rafélis ^b, G.-J. Reichart ^{c,d}, L. de Nooijer ^{c,d}, G. Dupont-Nivet ^{a,d,e,f}

^a Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Rennes, France

^b IStEP, UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

^c Department of Earth Sciences, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

^d Department of Marine Geology, Royal Netherlands Institute for Sea Research, Texel, The Netherlands

^e Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Beijing, China

^f Department of Earth and Environmental Sciences, Potsdam University, Germany

Article en préparation en vue d'une soumission dans le journal spécialisé

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Abstract

Due to their large occurrence in sedimentary records from Triassic to Quaternary, their strong resistance to post-mortem alteration, and the incremental nature of their shell growth, oysters are recognized to be a highly powerful tool to infer infra-annual paleoclimate variations. However, the common use of $\delta^{18}\text{O}$ in biomineralisation to infer paleotemperatures is hindered by the difficulties in evaluating $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. If the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ values can be fairly well estimated when working at the million-year time scale, the estimation of the infra-annual variation of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ constitutes a considerable barrier for high-resolution paleo-reconstructions. This issue can be resolved using the Mg/Ca ration as a suitable and valuable independent high-resolution paleothermometer in oyster shells. However, if numerous studies provided new paleothermometer using Mg/Ca ratio in calcitic bivalve shells, their application to paleo-studies remains to be established. In this study, we combine incremental $\delta^{18}\text{O}$ analyses with Mg/Ca ratio on Paleogene oyster shells from the Proto-Paratethys (Central Asia) that is characterized by high seasonal variability. We analysed various species growing in different depositional environments throughout late Paleocene to late Eocene times. Results from both proxies show consistent values from oysters of the same age and of the same species, attesting for the consistent Mg incorporation into shells. However, the Mg/Ca-T calibrations tested in this study reveals the importance of specie-specific effect for the incorporation of Mg, as well as the environment. This enables discarding results inappropriate for existing Mg/Ca calibrations and identifying those yielding meaningful paleo-temperatures. In particular, the consistency of the Mg/Ca temperature proxies yielded by the species *Ostrea (T.) strictiplicata* and *Sokolowia buhsii* shows that, with careful data selection, Mg/Ca provides a reliable infra-annual paleotemperature proxy.

Keywords: oyster shell, Mg/Ca ratio, sclerochronology, seasonality, Paleogene, Asia

6.1 INTRODUCTION

For many years, scientists have been interested by bivalves shells which are known to be valuable paleoenvironmental archives (e.g. Richardson, 2001). The shell of bivalves is built

by incremental growth leading a record of paleoenvironmental properties at an infra-annual resolution throughout the life of the animal. Bivalves live in a diversity of habitats in term of latitude but also in term of environment (from open marine to fresh water environment). Their scope of application contrast with foraminiferas and nannoplanktons which do not give information at such a high-resolution in time or with the corals and sponges whose habitat is mostly limited to low latitudes (Lough, 2010). In particular, oysters are known to invade a wide diversity of habitats from open marine to brackish estuaries (Surge et al., 2001; Goodwin et al., 2003; Mouchi et al., 2013) and are found in sedimentary strata from Triassic to present day (Stenzel, 1971). Furthermore their relatively large and thick calcitic shell enable a good preservation to post-mortem alteration through millions years. Therefore they represent a promising indicator of high resolution paleoclimate in coastal environments.

Because most biomineral organisms build their carbonaceous skeleton in isotopic equilibrium with sea water, the stable isotopes study of $\delta^{18}\text{O}$ in biomineralisations has proved to be a highly powerful and now traditional tool to infer paleo-temperature with foraminifera (Zachos et al., 2001), corals (e.g. Grottoli and Eakin, 2007, for a review), crustose coralline (Halfar et al., 2008) or bivalves (Ivany et al., 2000). However, the biomineralisation $\delta^{18}\text{O}$ is not only a function of the temperature but also of the oxygen stable isotopic composition of the seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, e.g. Anderson and Arthur, 1983; Grossman and Ku, 1986) which is usually unknown in the geologic past. If the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ values can be fairly well estimated when working at the million year scale, the estimation of the infra-annual variation of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is more delicate and is therefore a considerable barrier for high-resolution paleoreconstructions. In principle, this issue can be resolved by using an other thermodependant proxy in carbonaceous shell. Trace elements in biomineralisations, in particular, Mg/Ca and Sr/Ca ratios, have long proved to be suitable and valuable proxies for temperature in foraminifera (Lear et al., 2000) or in corals (Lough, 2010). Furthermore, temperature deduced from trace elements can be used in combination with the biomineralisation $\delta^{18}\text{O}$ to derive the seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ which in turn is an indicator of salinity (Elderfield and Ganssen, 2000; Lear et al., 2000; Bougeois et al., 2014). Both salinity and temperature are fundamental to paleoenvironmental description and, if used together, enable to improve significantly paleoclimate interpretations.

Calibrations between temperature and trace elements in bivalve shells have long been unsuccessful mostly because of difficulties with culturing (Dodd, 1965; Freitas et al., 2005). However, many different studies succeeded in establishing relationships linking Mg/Ca ratio with temperature (Klein et al., 1996; Vander Putten et al., 2000; Freitas et al., 2005; Freitas et al., 2006; Freitas et al., 2009; Freitas et al., 2012; Wanamaker Jr et al., 2008; Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013, Table 6.1). When performed on different species, these calibrations support a species-specific Mg/Ca-temperature relationships (see for example on Table 6.1 differences between the calibrations 1 and 9). When performed on the same species, a strong influence of the living environment may be observed (see for example on Table 6.1 the calibrations 6, 7 and 8 of *M. edulis* corresponding respectively to estuarine, culturing or brackish waters). Given the disparity in these recently determined calibrations, even amongst the same species (cf *P.*

maximus, Freitas et al., 2006; Freitas et al., 2008; Freitas et al., 2012), a careful assessment of the environment, physiology and calcification mechanisms should complement any application of these calibrations for paleotemperature reconstructions (Freitas et al., 2005).

TABLE 6.1 – Comparison of Mg/Ca–seawater temperature relationships for calcitic bivalves.

Species	Environment	Temperature range	Mg/Ca = f(T)	#	Reference
<i>Pinna nobilis</i>	marine	10-22°C	$Mg/Ca = 17.16 (\pm 1.95) * e^{(0.022 (\pm 0.004) * T)}$	(1)	Freitas et al., 2005
<i>Pecten maximus</i>	culturing	10-20°C	$Mg/Ca = 2.56(\pm 0.42) + 0.17 (\pm 0.03) * T$	(2)	Freitas et al., 2012
	marine	5-19°C	$Mg/Ca = 4.92 (\pm 2.16) + 0.50 (\pm 0.16) * T$	(3)	Freitas et al., 2006
<i>Mytilus trossolus</i>	culturing	10-20°C	$Mg/Ca = 9.89 (\pm 2.96) + 0.51 (\pm 0.19) * T$	(4)	Freitas et al., 2008
	marine	6-23°C	$Mg/Ca = 2.25 (\pm 0.63) + 0.30 (\pm 0.04) * T$	(5)	Klein et al., 1996
<i>Mytilus edulis</i>	estuarine	5-20°C	$Mg/Ca = 0.63 (\pm 0.29) + 0.70 (\pm 0.02) * T$	(6)	Vander Putten., 2000
	culturing	10-20°C	$Mg/Ca = 1.50 (\pm 0.57) + 0.27 (\pm 0.04) * T$	(7)	Freitas et al., 2008
	brackish water	7-19°C	$Mg/Ca = 5.44 (\pm 0.31) + 0.77 (\pm 0.22) * T$	(8)	Wanamaker et al., 2008
<i>Crassostrea gigas</i>	marine	5-25°C	$Mg/Ca = 0.50 + 0.27 * T$	(9)	Mouchi et al., 2013
<i>Crassostrea virginica</i>	estuarine	18-32°C	$Mg/Ca = 0.23 + 0.72 * T$	(10)	Surge et al., 2008

As a matter of fact, despite the ongoing improvement in understanding the link between Mg/Ca and temperature in modern bivalve species, the application to fossils has hitherto never been performed mostly due to the controversial incorporation of Mg into bivalve shells. Indeed, previous studies showed significant environmental and biological controls on the incorporation of magnesium into the carbonate skeleton such as metabolism (Rosenberg and Hughes, 1991; Vander Putten et al., 2000), intra-shell small-scale variability (Freitas et al., 2009), salinity or growth rate (Wanamaker Jr et al., 2008) on *Mytilus edulis*. In addition, effects from ontogenesis (Freitas et al., 2005) on *Pinna nobilis* and organic matter (mainly conchiolin, Schöne et al., 2010) on *Arctica islandica* have been reported. In oyster shells, however, organic matter incorporation into the lattice of the skeleton, especially in foliated calcite, is very low and less abundant than in mussels or scallop (Stenzel, 1971). Furthermore, the oyster's conchiolin is readily exposed to bacterial attack and decay such that it is not preserved. Accordingly, even during the life of the animal, the older parts of the shell have already lost organic matter content, and fossil oysters are completely devoid of it (Stenzel, 1971). Moreover, recent studies indicate that salinity, ontogenesis, growth rate and intra-shell variability into the oyster shell seem to be negligible compared to the temperature dependence on Mg incorporation into the foliated calcitic shell (Surge and Lohmann, 2008; Mouchi et al., 2013; Bougeois et al., 2014). These observations encouraged the use of oysters as a reliable bivalve to infer paleotemperature from Mg/Ca ratio in fossil shell in a recent study, in which we applied successfully modern Mg-temperature calibration to one specimen of the Eocene extinct species *Sokolowia buhsii* in a well-constrained fully-marine environment (Bougeois et al., 2014). Clearly, additional investigations are required to better understand and constrain the reliability of this multi-proxy approach in various fossil oysters species and in different environments to estimate past seasonal temperature and $\delta^{18}O_{sw}$.

Here, to further test and refine the method developed by Bougeois et al. (2014) we expand this previous study to numerous Paleogene oyster species from different ages in the well-constrained environmental and stratigraphic context of the western Proto-Paratethys sea (Bosboom et al., 2011; Bosboom et al., 2014a; Bosboom et al., 2014b; Bosboom et al., 2014c, and Chapter 4). We aim

to determine (1) if Mg/Ca ratio yields a reliable and reproducible temperature proxy in fossil oyster shells from various species and environments, (2) if the Mg/Ca-temperature calibration established on modern oysters can be used on fossil species.

6.2 FIELD AREA

6.2.1 Geological setting

A large shallow epicontinental sea belonging to the Tethyan Realm covered the Eurasian continent during Palaeogene times from the Mediterranean Tethys in the west to the Tarim Basin (western China) in the east (Dercourt et al., 1993; Burtman, 2000). In the associated deposits, clearly distinct lithologic facies and fossil assemblages including bivalves, dinoflagellate cysts, foraminifera and ostracods, have enabled to establish the regional regression-transgression sequences through inter- and intra-basin stratigraphic correlations (Mao and Norris, 1988; Tang et al., 1989; Yang et al., 1995; Lan and Wei, 1995; Bosboom et al., 2011; Bosboom et al., 2014a; Bosboom et al., 2014c). From the Cenomanian to the final sea-retreat dated latest Bartonian–early Priabonian, five major second-order marine incursions have been recognized in the sedimentary record in Central Asia especially in the Tarim Basin (Xinjiang, China), the Afghan-Tajik depression (Afghanistan-Tajikistan), the Fergana basin and the Alai Valley (Kyrgyzstan) (Figure 6.1; for detailed stratigraphic framework see Bosboom et al., 2011; Bosboom et al., 2014a; Bosboom et al., 2014c). The marine intervals are dominated by bioclastic wackestones to grainstones, evaporites, clay and mudstones with ostracods, gastropods, bryozoa, serpulids, echinoids, foraminifera, algae, fish scales and bivalves. As aragonite molluscs were secondarily leached, calcitic shells as Ostreidae and Pectinidae mainly remained in sedimentary deposits. These fossil and facies characterise shallow coastal environments between offshore to coastal plain typical of a carbonate neritic ramp (Chapter 4). Continental intervals between marine incursions contain fine to middle grained detrital rocks, red clay to siltstones and evaporitic deposits characterised by nodular (chicken wire structure) and massive gypsum. These indicate flood plain, alluvial plain and playa environments. Both, marine and continental deposits indicate alternation between humid and drying periods typical from semi-arid climates with strong seasonal contrast (Chapter 4).

6.2.2 Oyster sampling and determination

Among the three last paleogene marine incursions in Central Asia studied here, different bivalve communities invaded the Proto-Paratethys sea (Lan and Wei, 1995; Lan, 1997). Mollusc macrofauna taxonomic identification largely follows Lan and Wei (1995) and Lan (1997) representing the most recent revision of regional systematic literature. Fossil ages were estimated using this biostratigraphy (Lan and Wei, 1995) and adjusted for the two last marine incursions to recent studies based on combination of bio- and magnetostratigraphy (Bosboom et al., 2014b; Bosboom et al., 2014c) (Figure 6.1c). The different oyster species *Ostrea bellovacina*

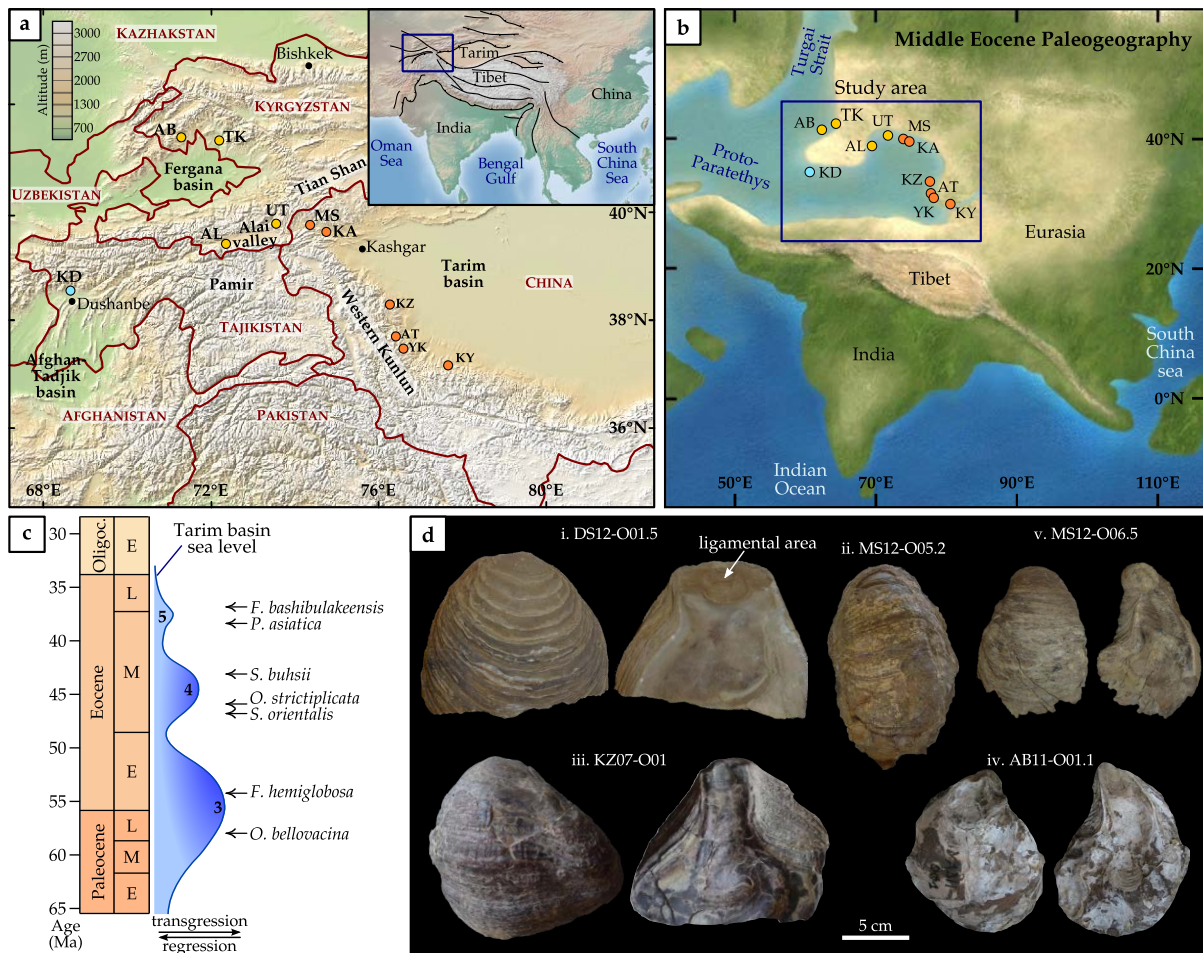


FIGURE 6.1 – **a.** Topographic maps showing main tectonic features in Asia and sampling area across Central Asia in Kyrgyzstan (yellow), Tajikistan (blue) and China (orange). **b.** Middle Eocene Paleogeographic map showing Central Asia invaded by the Proto-Paratethys sea (after Licht et al., 2014). **c.** Third to fifth marine incursions in Tarim basin and age position for the species studied here. **d.** Central Asian oyster left valves with well-developed ligamental area. **(i.)** *F. hemiglobosa*, **(ii.)** *O. (T.) strictiplicata*, **(iii.)** *S. buhsii*, **(iv.)** *P. asiatica*, **(v.)** *F. bashibulakeensis*. The first part of the specimen's name indicates the provenience with the code of the sections, and the year of sampling. Supplementary data (Appendix C) provides the complete collection of oysters from Central Asia analysed in this study. Code for sections - MS: Mine-Bashibulake (39°51'N, 74°32'E), KA: Kansu (39°45'N, 74°58'E), KZ: Kezi (38°26'N, 76°24'E), AT: Aertashi (37°58'N, 76°33'E), YK: Yarkand (37.7°N, 76.6°E), KY: Keyliand (37°27'N, 77°86'E), AB: Ala Buka (41.4°N, 71.4°E), TK: Tash Kumyr (41.3°N, 72.2°E), AL: Alai Valley (39.6°N, 72.4°E), UT: Uch Tobo (39.9°N, 73.4°E), DS: Kuhdara-Dushanbe (38.7°N, 68.9°E).

(Late Paleocene, Thanetian), *Flemingostrea hemiglobosa* (Early Eocene, Ypresian), *Sokolowia orientalis* (Middle Eocene, Early Lutetian), *Ostrea (T.) strictiplicata* (Middle Eocene, Early to Middle Lutetian), *Sokolowia buhsii* (Middle Eocene, Middle to Late Lutetian), *Platygona asiatica* (Middle Eocene, Late Bartonian) and *Ferganea bashibulakeensis* (Middle Eocene, Early Priabonian) were extracted from marine sediment strata in Central Asia during field excursions in summers 2007, 2010, 2011, 2012 and 2013 (Figure 6.1b,d). All the taxa belong to the Superfamily Ostreaoidea and

the Families Ostreidae or Flemingostreidae (Carter et al., 2011). The specimens analysed here were selected according the following criteria: (1) good preservation of the shell and especially of the ligamental area, (2) size of the ligamental area large enough to include numerous years and a high resolution, (3) specimens fossilized in living position in a marine sediment. Field sedimentological analyses yield characterisation of the environmental deposit for each species (Table 6.2).

TABLE 6.2 – Environment of the studied species. Age, living sediment and associated fauna.

Species	Age	Environment	Sediment	Main associated fauna
<i>Ostrea bellovacina</i> (Lamarck)	Thanetian	shoreface	oolithic bioclastic wackestone	<i>Pycnodonte nomada</i> , Bryozoa, Ostracodes, Algae, Urchin spines
<i>Flemingostrea hemiglobosa</i> (Romanovskiy)	Ypresian	offshore or quite bay	green marls	Foraminifera, Echinoids, Bryozoa, Fish scales
<i>Sokolowia orientalis</i> (Gekker, Osipova and Balskaya)	Early Lutetian	intertidal	bioclastic wackestone	<i>Ostrea afghanica</i>
<i>Ostrea (T.) strictiplicata</i> (Roulin and Delbos)	Early to Middle Lutetian	subtidal	bioclastic wackestone	<i>Ostrea (T.) cizancourti</i> , Gastropods, Bryozoa, algae
<i>Sokolowia buhsii</i> (Grewingk)	Middle to Late Lutetian	offshore	green mudstones	Foraminifera, Echinoids, Briozoa, Serpulids, Sponge, <i>Chlamys</i> sp., <i>Kokanostrea kokanensis</i>
<i>Platygena asiatica</i> (Romanovskiy)	Late Bartonian	mangrove	bioturbated sandy siltstones	<i>Cubisostrea plicata</i> , roots
<i>Ferganea bashibulakeensis</i> (Wei)	Early Priabonian	subtidal restricted marine	bluish marly siltstones	Lithophaga, Foraminifera, <i>Chlamys</i> sp.

6.3 MATERIAL AND METHODS

6.3.1 Shell description and sample preparation

Oyster shells are growing by incremental deposition of calcium carbonate, mainly calcitic, yielding dark and light bands corresponding respectively to the colder and warmer half parts of the living years (Kirby, 2000; Goodwin et al., 2001; Goodwin et al., 2003). The foliated calcite forming the ligamental area (or umbo) is very dense and resistant to post-mortem alteration, promoting the conservation through geological times of the primary recorded signal. For this reason, we focused our chemical study in the ligamental area as done in previous oyster shell studies (Kirby, 2000; Surge and Lohmann, 2008; Lartaud et al., 2010a; Goodwin et al., 2012; Mouchi et al., 2013; Bougeois et al., 2014).

After isolation from the sediment and thorough cleaning by brushing with deionized water, specimens were prepared for sclerochronological and geochemical analysis by cutting 0.5 cm-thick slices along the maximum growth axis of the left valve in the middle of the resilifer (see white rectangle on Figure 6.2). These sections were subsequently polished and cleaned in an ultrasonic deionized water bath for ten minutes and dried overnight. Radial sections reveal numerous growth lines providing a continuous record along the oyster's lifetime (Figure 6.2). Shell slices were then sectioned into slices of maximum 2.5 cm wide by 5.0 cm long to fit the sample holder for geochemical analyses.

6.3.2 Geochemical analyses

Cathodoluminescence

We first tested the shell preservation using cathodoluminescence (CL) microscopy performed at the Université Pierre et Marie Curie (Paris, France) on a cold cathode device (Cathodyne OPEA) coupled to an optical microscope and a digital camera. In calcite, Mn^{2+} is the main luminescence activator causing emission of yellow to orange light (~ 620 nm, Machel et al., 1991) of which the intensity is positively correlated with Mn concentration (De Rafélis et al., 2000; Habermann, 2002; Langlet, 2002). Mn is also positively correlated with seawater temperature and therefore preferably incorporated in the oyster shell calcite during summer months (Lartaud et al., 2010a). Thus variations of the CL intensity following the shell's growth axis in each slab can be used as a rapid and inexpensive approach to identify if seasonal successions during the oyster lifetime are well recorded.

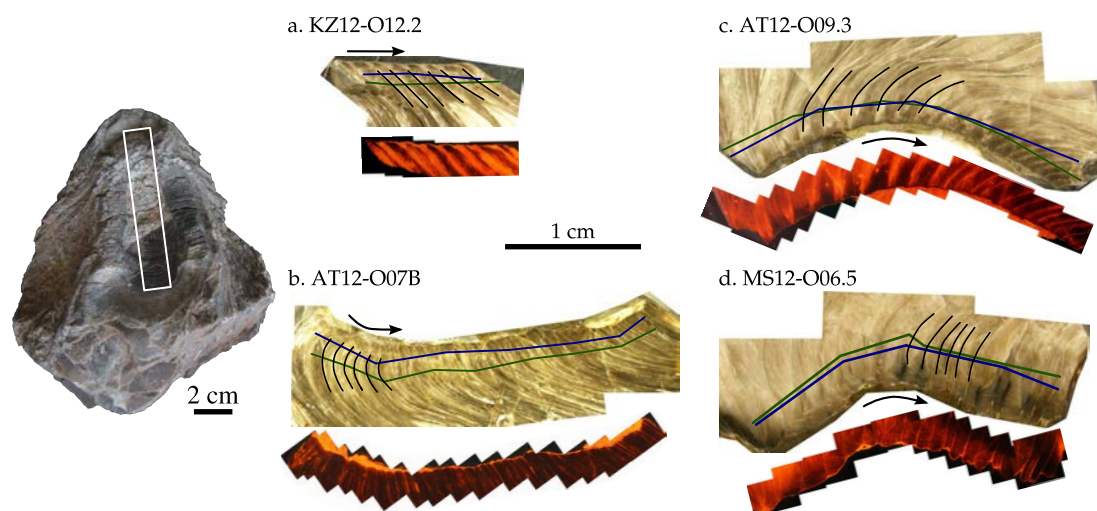


FIGURE 6.2 – Radial sections (top) of oyster ligamental areas showing light and dark alternation corresponding to living growth years. Cathodoluminescence assemblages (bottom) for these specimens show alternation of areas with high and low luminescence corresponding to light and dark bands observed in natural light. Transects followed by laser ablation for trace element analyses are indicated in blue and green. Main paths followed by the Micromill for stable isotopes analyses are indicated in black. Black arrows indicate growth directions. (a.) *O. bellovacina*, (b.) *F. hemiglobosa*, (c.) *S. buhsii* and (d.) *F. bashibulakeensis*. Supplementary data (Appendix C) provides the radial sections and CL images of complete collection.

Trace element analyses

Trace elements composition was determined by Laser Ablation-Inductively Coupled-Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), with a Geolas 200Q Excimer 193 nm laser coupled to a sector field ICP-MS (Element2, Thermo Scientific) at the Utrecht University (The Netherlands). The oyster shells were ablated at lower energy density ($\sim 1 \text{ J. cm}^{-3}$) by moving the sample in x, y, and z, axis at a constant speed underneath the laser beam in a He environment. In such a way,

ablated spots overlap resulting in a resolution of a data point every $\sim 7\mu\text{m}$ leading to hundreds of measurements per growth band (depending on the incremental size). Transects were ablated perpendicularly to the growth axis. To control the effect of intra-shell small-scale variability in elemental composition, each transect was complemented by a second parallel transect. Traces elements analysed were ^{24}Mg , ^{26}Mg , ^{43}Ca , ^{44}Ca , ^{55}Mn , ^{88}Sr and ^{138}Ba and concentrations were calculated using the concentration of calcium in CaCO_3 (40% wt), with ^{43}Ca as an internal standard and using ^{44}Ca as an internal check. In this paper, we will focus only on the Mg/Ca ratio (for more details about the LA-ICP-MS protocol, see Bougeois et al., 2014).

Stable isotopes analyses

Stable isotopes were analysed for incremental and bulk analyses. To collect carbonaceous powder from the shells, we used a high-precision, computer-driven Micromill (New Wave Research) attached to an x, y and z stage following digitized milling path positions. For incremental analyses, parallel paths were milled each 100 to 120 μm following the growth lines (Figure 6.2). From each milled sample, 30 to 50 μg of shell powder was analysed for oxygen and carbon stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in ‰ VPDB) using a KIEL-III device coupled online to a Finnigan MAT-253 mass spectrometer at the Earth Sciences Department of Utrecht University for incremental data of the specimens AT11-O04, KZ07-O01, KY10-O01 and a KIEL-IV carbonate device at the Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Paris, France) for the other specimens. In order to obtain an average of the stable isotopic composition through the complete life of each oyster, bulk analyses were also performed at UPMC on each shell by milling one continuous line following laser transects across the ligamental area. The international standard NBS-19 and an in-house standard (Naxos marble in Utrecht University and Marceau in UPMC) were used for calibration. Long-term analytical precision was better than 0.08‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and better than 0.05‰ for $\delta^{13}\text{C}$.

For the first shells analysed at the Utrecht University the entire shells were analysed for stable isotopes at high resolution totalling 130 samples per shell. We observed that a slightly lower resolution was sufficient for samples with higher growth rates. We also observed that a lower number of cycles could be sampled in specimen with a well-preserved primary signal because they did not display any ontogenesis effect in term of trace elements and stable isotope composition as previously indicated in (Bougeois et al., 2014). This justified the economy of drilling only 5 to 8 annual cycles into the remaining specimen, in order to have sufficient data from different specimens, and given the high cost in time and funds of incremental stable isotopes analyses,. With a resolution of one micro-sample every 100 to 200 μm (when the growth rate was high enough, we analysed only one micro-sample every 200 μm) between 42 and 82 samples were thus analysed per specimen. This enabled to perform the incremental stable isotope analysis to 20 carefully-chosen shells (out of the 43 shells analysed) while bulk stable isotope analyses was done on all shells in order to have at least one stable isotopic data for each specimen.

In total 38 oyster shells were analysed with cathodoluminescence microscopy, 41 shells were analysed for trace elements, 20 shells were analysed for incremental stable isotopes and 40 shells

were analysed for bulk isotopes. The analyses performed on each oyster are summarized in Table 6.3.

TABLE 6.3 – Summary of the experiments done for the 41 oyster slabs (indicated by a check). The three last columns indicate the reliability of Mg/Ca transects concerning the two main characteristics : intra-shell variability, cyclicity well expressed (cf Section 6.4.3. +, = and – correspond respectively to Reliable, Partly Reliable and Unreliable signal). Patterns are used to express the reliability of the Mg/Ca result for each oyster: red = Reliable, blue = Partly Reliable, grey = Unreliable. Circles, Triangles and Rectangles distinguish the species.

Section	Age	# Sample	Ref. N°	Species	CL	Bulk isotopes	Increments isotopes	LA – ICP MS	Intra-shell variability	Cyclicity	Pattern	
Kanzu	Thanetian	KA12-O02.1	1	<i>O. bellovacina</i>	✓	✓		✓	+	=	★	
	Thanetian	KA12-O02.2	2	<i>O. bellovacina</i>	✓	✓	✓	✓	+	=	★	
Mine	Ypresian	MS12-O15	3	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	=	+	●	
	Ypresian	MS13-O23	4	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓	✓	✓	-	-	●	
	Early Lutetian	MS12-O05.2	5	<i>O. strictiplicata</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▼	
	Early Lutetian	MS10-O02.1	6	<i>O. strictiplicata</i>	✓	✓						
	Early Lutetian	MS13-O22	7	<i>O. strictiplicata</i>	✓	✓		✓	+	+	▼	
	Late Lutetian	MS12-O10.2	8	<i>S. buhsii</i>	✓	✓		✓	-	-	▲	
	Late Lutetian	MS10-O03	9	<i>S. buhsii</i>	✓	✓						
	Late Lutetian	MS13-O20	10	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	-	▲	
	Early Priabonian	MS12-O06.2	11	<i>F. bashibulakeensis</i>	✓	✓		✓	-	-	■	
	Early Priabonian	MS12-O06.5	12	<i>F. bashibulakeensis</i>	✓	✓	✓	✓	=	+	■	
	Early Priabonian	MS10-O04	13	<i>F. bashibulakeensis</i>	✓	✓		✓	-	-	■	
	Early Priabonian	MS13-O21	14	<i>F. bashibulakeensis</i>	✓	✓		✓	=	-	■	
Aertashi	Ypresian	AT12-O07.A	15	<i>F. hemiglobosa</i>	✓			✓	+	=	●	
	Ypresian	AT12-O07.B	16	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓	✓	✓	=	=	●	
	Ypresian	AT13-O21	17	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	+	-	●	
	Middle Lutetian	AT12-O09.2	18	<i>S. buhsii</i>	✓	✓		✓	+	+	▲	
	Middle Lutetian	AT12-O09.3	19	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲	
	Middle Lutetian	AT13-O20	20	<i>O. strictiplicata</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▼	
	Late Lutetian	AT12-O15.1	21	<i>S. buhsii</i>	✓	✓		✓	-	-	▲	
	Late Lutetian	AT12-O015.2	22	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲	
	Late Lutetian	AT13-O19	23	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲	
	Late Lutetian	AT12-O18	24	<i>S. buhsii</i>	✓	✓		✓	=	+	▲	
Late Lutetian	AT11-O04	25	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲		
Kezi	Thanetian	KZ12-O12.2	26	<i>O. bellovacina</i>	✓	✓	✓	✓	-	+	*	
	Middle Lutetian	KZ12-O05.1	27	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	-	+	▲	
	Late Lutetian	KZ12-O03	28	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲	
	Late Lutetian	KZ07-O01	29	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	=	+	▲	
Keyliand	Late Lutetian	KY10-O01	30	<i>S. buhsii</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▲	
Yarkand	Ypresian	YK11-O01.1	31	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	=	+	●	
	Kuhdara	Ypresian	DS12-O01.2A	32	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	-	-	●
		Ypresian	DS12-O01.2B	33	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	=	-	●
		Ypresian	DS12-O01.3	34	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	-	-	●
		Ypresian	DS12-O01.4	35	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓		✓	-	-	●
Ypresian	DS12-O01.5	36	<i>F. hemiglobosa</i>	✓	✓	✓	✓	-	=	●		
Tash-Kumyr - Uch Tobo - Alai Valley - Ala Buka	Ypresian	TK11-O04	37	<i>F. hemiglobosa</i>		✓	✓	✓	=	=	●	
	Early Lutetian	AL11-O02.1	38	<i>O. strictiplicata</i>	✓	✓	✓	✓	+	+	▼	
	Early Lutetian	UT11-O01.1	39	<i>S. orientalis</i>	✓	✓		✓	-	-	▶	
	Early Lutetian	UT11-O02.1	40	<i>S. orientlis</i>	✓	✓		✓	+	+	▶	
	Late Lutetian	TK11-O03.2	41	<i>S. buhsii</i>	✓	✓		✓	=	+	▲	
	Late Bartonian	AB11-O01.1	42	<i>P. asiatica</i>		✓	✓	✓	=	+	◆	
	Late Bartonian	AB11-O01.2	43	<i>P. asiatica</i>		✓		✓	=	=	◆	

6.4 RESULTS

6.4.1 Cathodoluminescence

The oysters shell's luminescence shows a cyclic pattern well defined for the Ostreidae species (*S. buhsii*, *O. (T.) strictiplicata* and *O. bellovacina*) with alternations between high luminescence for the light bands and low luminescence for the dark growth bands. Conversely, the luminescence for *F. hemiglobosa* is very poor and the luminescence for *F. bashibulakeensis* is inverted with thin luminescent lines during the winter growth deceleration (Figures 6.2).

6.4.2 Stable isotopes

For each specimen, the stable isotope signal shows a well-defined cyclicity in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. Except for the species *F. bashibulakeensis*, low $\delta^{18}\text{O}$ values appear for light bands whereas high $\delta^{18}\text{O}$ values for dark layers of the shells revealed by CL (Figure 6.3). This is in agreement with previous observations showing a seasonal signal corresponding to variation of the CL intensity (Lartaud et al., 2006; Lartaud et al., 2010a; Bougeois et al., 2014). The clear seasonal pattern for $\delta^{13}\text{C}$ into the shell is synchronized with $\delta^{18}\text{O}$ or slightly shifted for the species *O. bellovacina*, *O. (T.) strictiplicata* and *S. buhsii*. For the species *F. hemiglobosa*, *P. asiatica* and *F. bashibulakeensis* no clear anti- or co-variation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ is noticed.

Bulk and average of incremental values range between -5.45‰ and -0.57‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -0.74‰ and 2.53‰ for $\delta^{13}\text{C}$. The range of the seasonal variations for each shell was determined between the average of every maxima and the average of every minima using the method previously described in Bougeois et al. (2014). Incremental values thus show seasonal amplitudes ranging between 0.4 and 1.6 ‰ for the $\delta^{13}\text{C}$ and between 0.6 and 3.2‰ for the $\delta^{18}\text{O}$. Results are summarized in Figure 6.6a-d and Supplementary data (Appendix C).

6.4.3 Mg/Ca ratio

The patterns of Mg/Ca ratio vary widely between the different specimens analysed. We assessed of the quality of the results using two main properties (Table 6.3):

Small-scale intra-shell variability can be assessed by comparing values from the two parallel transects in the ligamental area;

The cyclic pattern may or may not be expressed in the transects along the ligamental area. When present, they can be perturbed by (i) an ontogenic effect or (ii) a non seasonal incorporation of the Mg into the calcium carbonate skeleton or (iii) a bad preservation in a particular area of the shell.

According these properties we ordered Mg/Ca results according to three levels of reliability as shown on Table 6.3: Reliable (continuously cyclic and consistent between parallel transects,

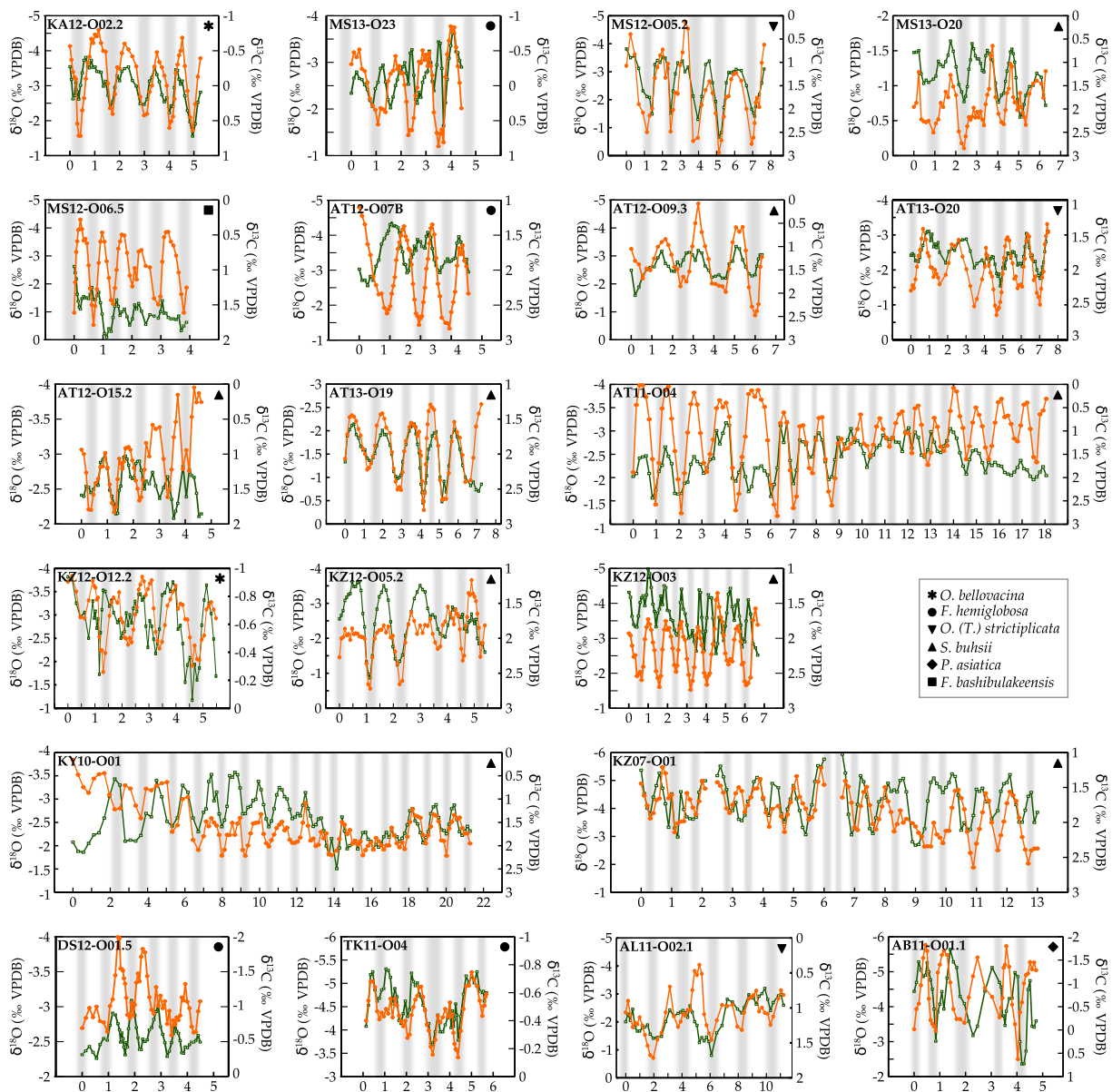


FIGURE 6.3 – $\delta^{18}\text{O}$ (orange circles) and $\delta^{13}\text{C}$ (green squares) records in oyster shells. Horizontal axis indicates distance in millimetres starting from the first drilled micro-sample. Grey areas correspond to visible dark bands on the shells.

Figure 6.4a-c), Partly Reliable (only some parts are cyclic and consistent between transects, Figure 6.4d-f) and Unreliable (non cyclic and/or not consistent between parallel transects, Figure 6.4g-i). For example the two transects from specimen KZ12-O10.2 (Figure 6.4g) both transects display a cyclic pattern but the absolute values are clearly different and therefore this sample is qualified as Unreliable. The transects from the specimen MS12-O06.5 (Figure 6.4e) display very consistent values from 7 to 19 cm but not from 0 to 7 cm, therefore qualified as Partly Reliable.

Specimens were discarded from further analyses when the signal was not reliable throughout the ligamental area (Unreliable specimen). In some specimens (Partly Reliable to Unreliable) with

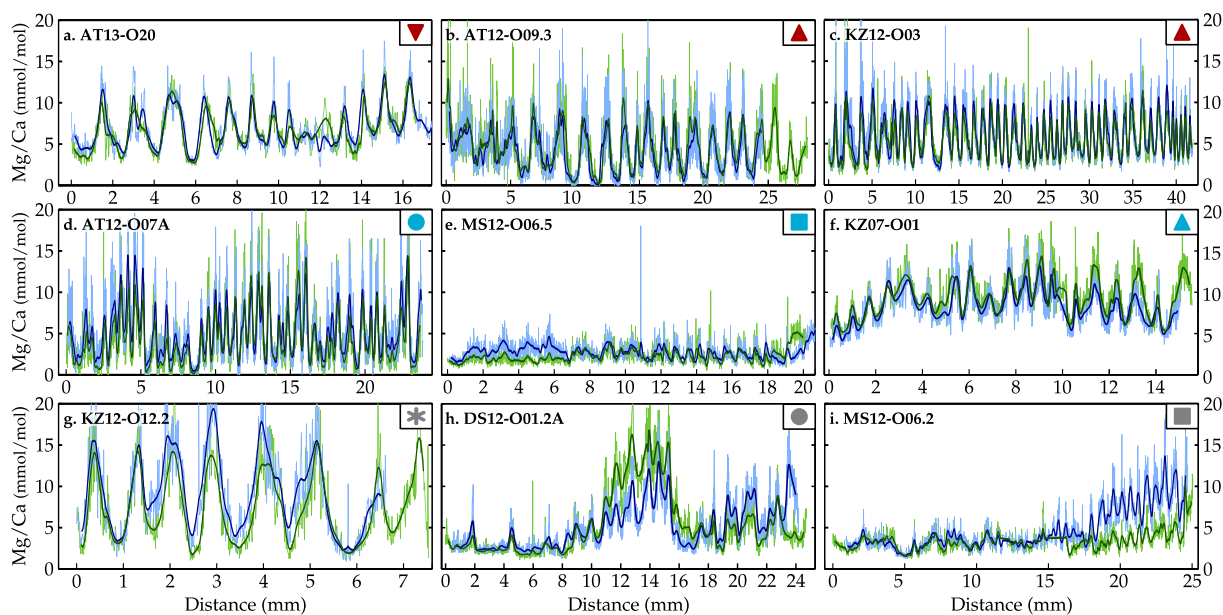


FIGURE 6.4 – Mg/Ca composition across the ligamental area of oyster shells. Analyses were done along two parallel transects (in green and blue respectively as in Figure 6.1) following the growth direction with 0 mm corresponding to the most juvenile part analysed. Squares, circles or triangles correspond to various species given in Table 6.3 and their colour correspond to Reliable (red, a.-c.), Partly Reliable (blue, d.-f.) or Unreliable (grey, g.-i.) signals.

reliable and unreliable parts of transects, the unreliable parts were discarded but well-defined continuous parts with similar absolute values in both transects, were taken in account for further analyses.

To minimize the small scale fluctuation of Mg/Ca ratio, corresponding values from the two parallel transects were averaged such that a single datapoint was obtained for each incremental position. Then a moving average using a Bartlett window on 21 to 51 data points was run through the transect as previously described in Bougeois et al. (2014). Resulting average of Mg/Ca values range between 2.74 and 9.75 mmol/mol (Figure 6.4). Maxima picks of Mg/Ca values range between 3.25 and 14.33 mmol/mol. Minima picks of Mg/Ca values range between 1.06 and 7.50 mmol/mol. All the results are summarized in Figure 6.6e-h and Supplementary data (Appendix C).

6.5 ANALYTICAL DISCUSSION

6.5.1 Shell preservation

The clear and consistent banding of CL intensity indicates minimal effect of diagenesis on oyster shells, attesting that element and isotope data reflect the primary environmental and seasonal signal. Furthermore when incremental stable isotopes and Mg/Ca ratio are available, Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}_c$ and CL display synchronized cyclic variation with highest values for Mg/Ca ratio

and CL corresponding to lowest values for $\delta^{18}\text{O}_c$ and inversely (Figures 6.5). This clear banding of geochemical data at such a high resolution and corresponding to the light and dark banding on the shell attests also for the good preservation of the carbonaceous skeleton.

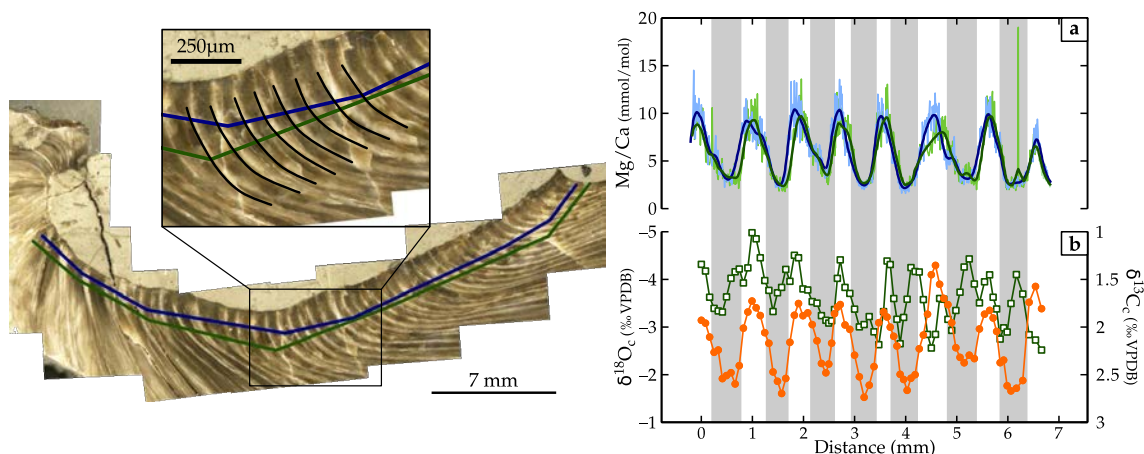


FIGURE 6.5 – Geochemical data for the specimen KZ12-O03, transects followed by the laser are indicated on the oyster shell by blue and green lines. The main paths followed by the Micromill for incremental stable isotopes are indicated by black lines. Between each paths, we interpolated between 9 and 12 parallel paths in order to have a resolution of one micro-sample every 100 μm . **a.** Mg/Ca ratio for two parallel transects yielding similar results. **b.** Stable isotopes for carbon and oxygen from the selected area. Grey areas correspond to light and dark layers revealed by CL.

6.5.2 Stable isotopes

The regular cyclicity observed with stable isotopes suggests that the resolution of one micro-sample each 100 μm (or 200 μm according growth rates) is high enough to have a complete annual cycle for such species. However, when growth rate decreases or when growth bands turn and are less distinguishable, mixing of material from separate layers during micromilling may alter the signal leading to a weaker seasonal range (see for example the end parts of stable isotope data set for the specimens AT11-O04 and KY10-O01, Figure 6.3). We thus discarded from further incremental analyses the parts of the shell where growth layer were not well defined during the milling.

When isotopic result are available for a specimen in bulk and by increment, comparison between bulk results and the average of all the incremental data display similar values: $\Delta_{\text{bulk-increment}} = 0.2 \pm 0.1\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta_{\text{bulk-increment}} = 0.4 \pm 0.2\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 6.6a-d). This shows the high level of homogeneity of the isotopic signal through the ligamental area (no ontogenesis effect) and the significance of the bulk results for the specimen where incremental isotopic analyses were not performed. Furthermore, the standard deviations of the bulk analyses between specimens from a same bed are 0.3 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and 0.4 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$. This indicates a good homogeneity for the isotopic signal in oyster shells coming from the same bed.

The $\delta^{18}\text{O}$ of biomineralisation is mainly a function of the seawater temperature and isotopic composition (cf Section 6.6) resulting in a straightforward summer versus winter seasonal pattern. Conversely, the stable carbon isotope ratio in bivalve shells is an enigmatic multi-parameter geochemical archive whose interpretation is often frustrating (Butler et al., 2011). In addition to intrinsic characteristics of each specimen (the vital effect), the $\delta^{13}\text{C}$ is derived from both dissolved inorganic carbon (DIC) and organic carbon sources (nutrient), the latter being incorporated into the shell via the metabolic pathway (Lartaud et al., 2010b). Furthermore, due to a kinetic isotopic disequilibrium at high growth rates, more negative $\delta^{13}\text{C}$ values can be associated with faster rate of skeleton formation (Butler et al., 2011). Here for most of the oysters, the $\delta^{13}\text{C}$ decreases during warmer months and increases during colder month. This might be interpreted as an increase of primary production during colder months leading to a increase of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and thus of the shell- $\delta^{13}\text{C}$. Conversely, the decrease of $\delta^{13}\text{C}$ during summers might be interpreted as related to more organic matter degradation during summers, leading to a decrease of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. But the unknown vital, food and salinity effects are too poorly constrained to allow any conclusions.

Plots with $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ from bulk and incremental average data (Figure 6.6i) show two clear distinct groups. One with $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ negative (yellow group) and the other with higher values (orange group). Following the study from Lartaud, 2007, the orange group may contain species living in relatively deeper water (subtidal) whereas the yellow group may contain species living in shallower water and more influenced by continental runoff. This is well observed for the species *P. asiatica* which lived in mangrove environment (Table 6.2) and belongs to the yellow group. Furthermore, the species *F. hemiglobosa* is found living in offshore environment at the Aertashi section and in a quiet bay environment at the Mine and Kuhdara sections. This is well reflected in the geochemical data with Aertashi specimen in orange group while Mine and Kuhdara specimen in yellow group (green versus brown and orange circles on Figure 6.6i). Otherwise, the stable isotopes data attest for a fully marine environment for the species *O. (T.) strictiplicata*, *S. orientalis* and *S. buhsii* (orange group).

6.5.3 Mg/Ca ratio

The specimens belonging to the species *F. bashibulakeensis* mostly displays a non cyclic pattern all along the shell and presents locally very large intra-shell variability in term of Mg/Ca ratio absolute values. This can be explain by the curved shape of the ligamental area and the difficulties to cut right in the middle of the resilifer. Considering that this species displays an opposite luminescence pattern compared to the other species with high values of CL corresponding to low values of Mg/Ca and high values of $\delta^{18}\text{O}$ and the difficulties to obtain a reliable Mg/Ca signal, we consider that the species *F. bashibulakeensis* does not yield reliable results.

The oysters coming from the same bed in the Kuhdara section (species *F. hemiglobosa*) display Mg/Ca signals that are systematically classified as Unreliable (Table 6.3), both in term of intra-shell variability and in term of cyclicality. This may not be attributed to a strong diagenetic effect, because the incremental $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data DS12-O01.5 show regular cycles attesting for a good

preservation of the primary signal, at least in term of stable isotopes (Figure 6.3). However, because of a protocol problem, these oysters were cut not exactly in the middle of the resilifer but in a side bead of the ligamental area. This suggests that the Mg incorporation is altered in this side part of the umbo and that this area is unsuitable for trace element analyses in oyster shells.

Furthermore specimens belonging to the species *F. hemiglobosa* and *O. bellovacina* may present locally very large intra-shell variability in term of Mg/Ca ratio absolute values which may be associated with a non cyclic pattern of the trace element incorporation throughout the oyster life (MS13-O23, KZ12-O12.2 or Kuhdara samples by example). Because CL and $\delta^{18}\text{O}$ show no diagenetic effect, it is still unclear why this poor reliability in Mg/Ca signal is observed. However, specimens of these species present relatively negative stable isotope signature (yellow group, Figure 6.6i). A continental influence may alter the Mg/Ca signal recorded into the shell. Until supplementary analyses are performed, this suggests that trace element results coming from these specimens are unreliable and therefore should be discarded from paleorestitutions.

On the contrary, specimens belonging to *O. (T.) strictiplicata* or *S. buhsii* species mostly yield Mg/Ca data with Reliable criteria making them a promising target for paleorestitutions.

Whatever the species, for the Reliable and Partly Reliable signals (red and blue, Figure 6.6j), the standard deviations of averages values between specimen from a same species and living in a same areas during same geological period is $\text{Std} \approx 0.6 \text{ mmol/mol}$. The similarity of the Mg/Ca ratio in absolute values attest for the good homogeneity of elemental signal and suggests Mg content into calcitic oyster shell may be used as a reliable indicator for paleoenvironmental seasonal reconstitutions.

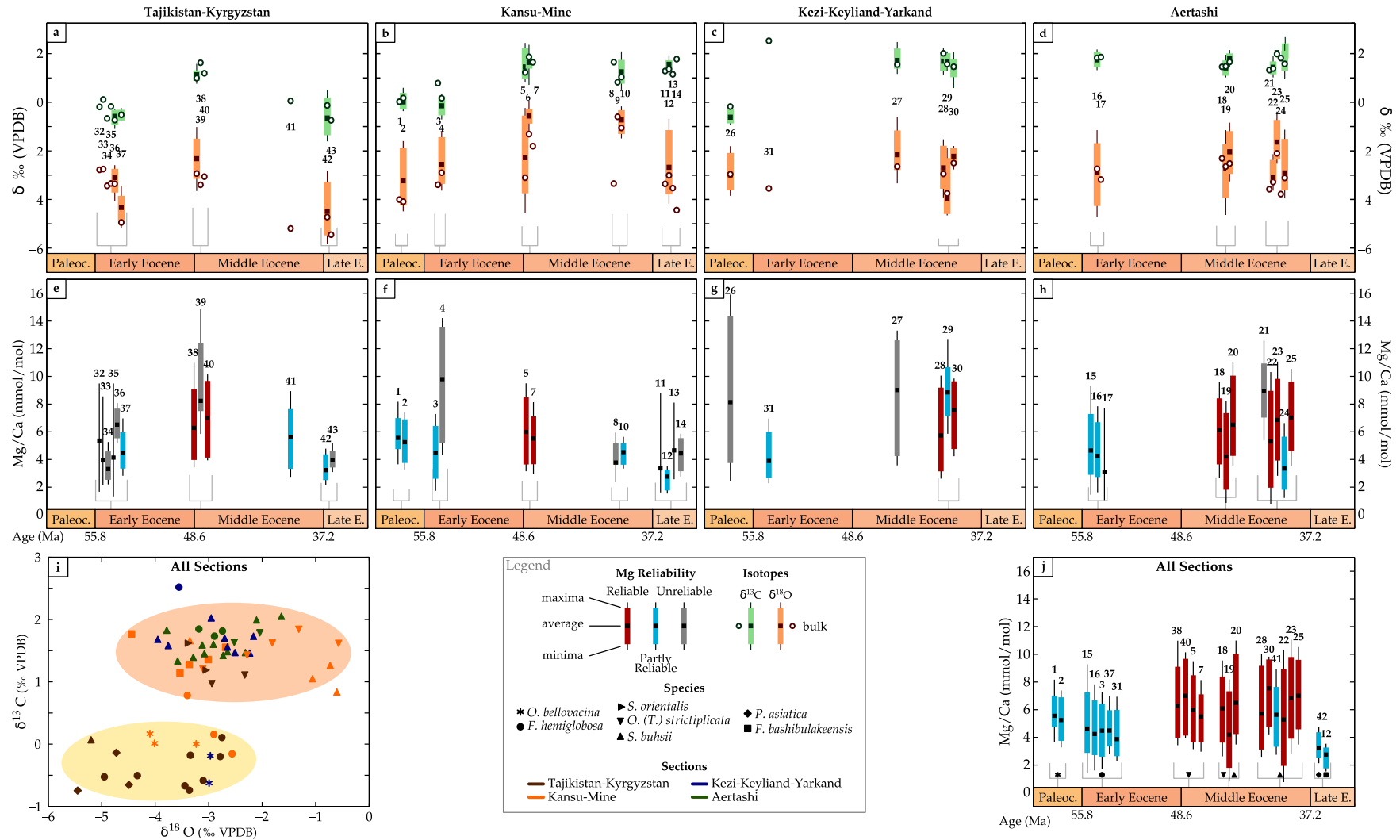


FIGURE 6.6 – a.-d. Stable isotopes data. Results from bulk (open circles) and incremental (black squares for average and full rectangles showing seasonal range) analyses per section. e.-h. Mg/Ca results per section from incremental analyses (full black square for average and full rectangles ranging from average maxima and averaged minima). When the seasonal pattern could not be defined, we represented only the average (full black square) and a black line between the highest and the lowest values. red depicts Reliable signal, blue Partly Reliable signal and grey Unreliable signal. When oysters are coming from the same bed, the estimated age is the same. However, to better see the difference between data results, we juxtaposed result next to each. Numbers correspond to the Reference n° in Table 6.3. i. $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ for bulk and averaged incremental results. Two groups can be clearly distinguish between relatively high (orange) and low (yellow) values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. j. Compiled Mg/Ca results from the complete collection with Reliable and Partly Reliable criteria.

Nevertheless, the absolute values and the range of Mg/Ca ratio largely vary according to the species. For instance, species such as *O. strictiplicata* and *S. buhsii* (Middle Eocene) display averages around 6 mmol/mol with a seasonal amplitude of $\Delta\text{Mg} \sim 5$ mmol/mol, while species such as *F. hemiglobosa* (Early Eocene) shows averages around 4 mmol/mol with a seasonal amplitude of $\Delta\text{Mg} \sim 4$ mmol/mol. This suggests either that species were living in area with large difference in term of temperature, else that a strong species effect influences the magnesium incorporation into the calcitic shell.

6.6 Mg/Ca AND $\delta^{18}\text{O}$ AS PROXIES FOR TEMPERATURES

6.6.1 Mg deduced temperatures

Using the different existing Mg-T calibrations for bivalve species (Table 6.1), the estimated temperature from the Mg content into one oyster shell may vary between $\sim 80^\circ\text{C}$ and $\sim 50^\circ\text{C}$ (Figure 6.7). This disparity in temperatures reflects strong species-specific effects on the Mg-temperature relationship implying that a calibration done on one species, such as *Pinna nobilis* (equation 1), may be totally inadequate to oysters species. Moreover, temperatures given by the equation 6 and 10 (done on *M. edulis* and *C. virginica* both in estuarine environment) are very similar, suggesting that the environment may also largely influence the Mg incorporation into the shell, in agreement with previous observations (Bougeois et al., 2014). Considering these observations, it appears essential to use Mg-T calibration done on modern species that are phylogenetically close to fossil species and living in similar environment. Furthermore, using an other thermodependent proxy (such as $\delta^{18}\text{O}$) is essential to confirm that Mg estimated temperature are reliable.

6.6.2 Comparing $\delta^{18}\text{O}$ and Mg derived-temperatures

The carbonaceous shells of bivalves are built in or close to equilibrium with the seawater (e.g. Kirby et al., 1998). Therefore, relationships between seawater temperature, calcite $\delta^{18}\text{O}_c$, and seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ are commonly applied to estimate intra-annual temperatures from $\delta^{18}\text{O}_c$ in palaeo-sclerochronology studies (e.g. Buick and Ivany, 2004; Ivany et al., 2000; Ivany et al., 2004; Gillikin et al., 2005). Here we use the calibration established by Anderson and Arthur (1983) between seawater temperature T ($^\circ\text{C}$), calcite $\delta^{18}\text{O}_c$ (‰, VPDB), and seawater $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (‰, SMOW):

$$T = 16 - 4.14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2 \quad (6.1)$$

The $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ being unknown we use numerical modelling from Tindall et al. (2010) which estimate the oxygen stable isotope composition in sea water close to our study area at around ~ 0.65 ‰ (for an Eocene position of 37.5°N , 71.25°E). We test also a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = -1$ ‰ as usually used for paleoclimate reconstruction for Eocene ice-free period (e.g. Ivany et al., 2000). Estimated temperature according Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ are shown in Figure 6.8.

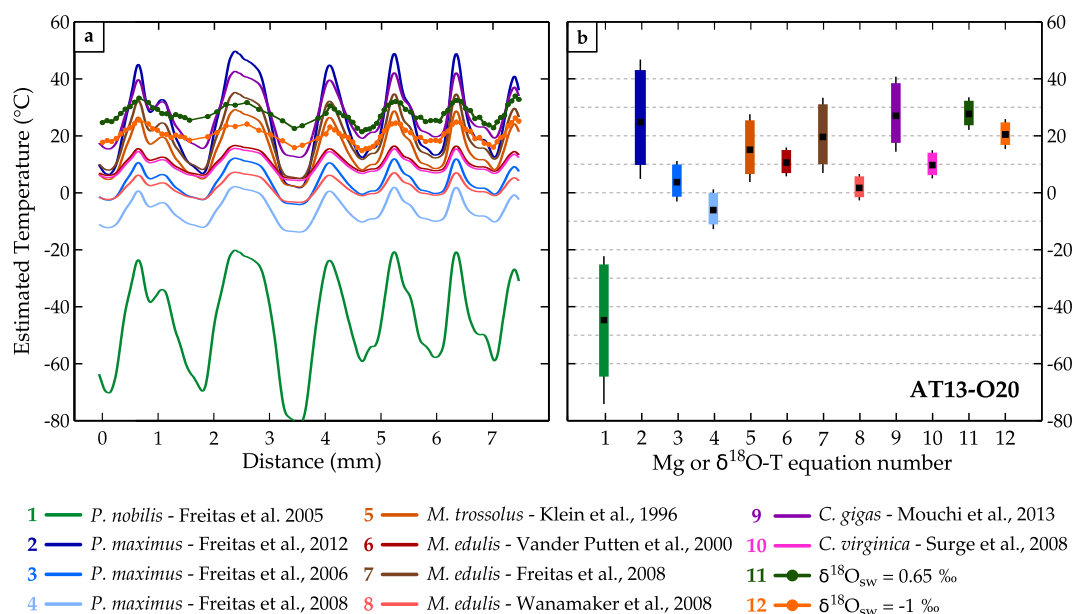


FIGURE 6.7 – a. Infra-annual temperatures (0.2 mm moving average) for the specimen AT13-O20 estimated using various Mg/Ca calibrations established on different species of calcitic bivalves (1 to 10, cf Table 6.1), or using $\delta^{18}\text{O}$ calibration of Anderson and Arthur (1983) with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.65‰ according to modelled values for the study area in the Eocene (Tindall et al., 2010) (11), or of -1‰ according to the value commonly used for the Eocene ice free world (12). **b.** Associated temperature range for each calibration.

Applying to fully-marine oyster species, the Mg/Ca-temperature calibration estimated from modern oysters *C. virginica* in estuarine environment (Surge and Lohmann, 2008) leads to temperature values that are too low with respect to $\delta^{18}\text{O}$ -derived temperatures with the calibration of Anderson and Arthur (1983) and a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.65‰. As already shown in our previous study (Bougeois et al., 2014), this Mg/Ca calibration is thus not suitable in our case. In contrast, $\delta^{18}\text{O}$ -temperatures compare well with Mg/Ca-derived temperatures obtained using the calibration estimated in Mouchi et al. (2013) from modern oysters *C. gigas* in marine environment (Bougeois et al., 2014).

The comparison between infra-annual temperature estimated using both proxies (Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$) can be done according to two criteria. (1) In terms of absolute values. When averaged over analysed cycles, we compare the temperatures derived from Mg/Ca with those derived from $\delta^{18}\text{O}$ with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. (2) In terms of relative amplitude range of the seasonal pattern (ΔT). We explore this in the following.

Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ derived-temperature absolute values

The Mg estimated temperature for specimens MS13-O23 (*F. hemiglobosa*) and KZ12-O12.2 (*O. bellovacina*) are unreasonable high, reaching more than 50-60°C in the summer. Moreover, the

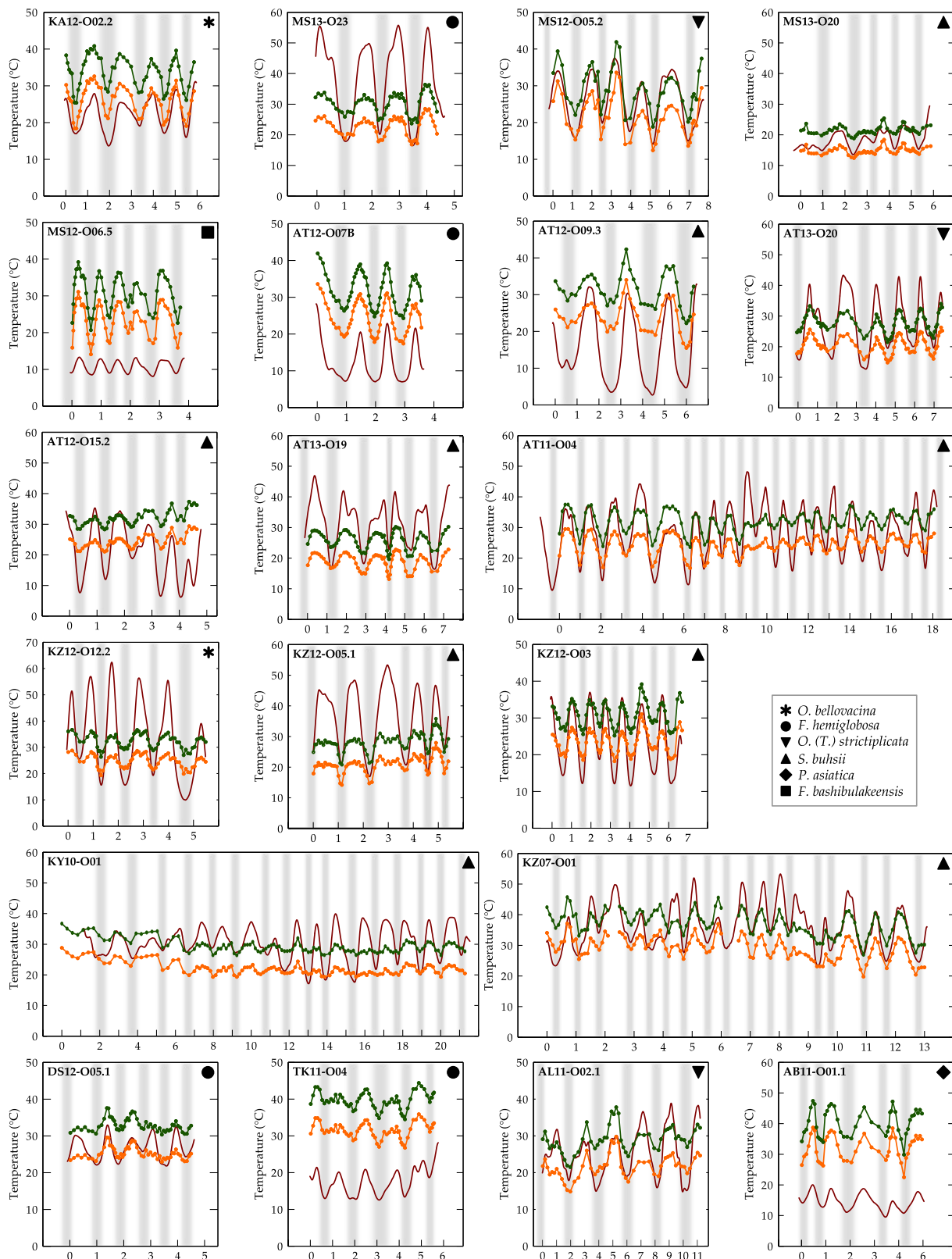


FIGURE 6.8 – Estimated temperature using Mg/Ca ratio with the calibration of Mouchi et al. (2013) (red line, in order to not overcrowd the graphs, only the moving average of Mg estimated temperature are shown) compared to estimated temperature using $\delta^{18}\text{O}$ with the calibration of Anderson and Arthur (1983) and with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.65‰ (green circles, according to Tindall et al., 2010) or -1‰ (orange circles, common value used for the Eocene free ice world). Grey areas correspond to dark bands on the shells.

relatively low Mg-temperatures (as low as 10°C) estimated for the specimens KA12-O02.2 (*O. bellovacina*), MS12-O06.5 (*F. bashibulakeensis*), AT12-O07B (*F. hemiglobosa*), TK11-O04 (*F. hemiglobosa*), AB11-O01.1 (*P. asiatica*) differ totally from the one given by $\delta^{18}\text{O}$. This may not be explained by an overestimation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ because a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of around -4‰ would be required to match the temperatures deduced from both proxies, which is very unlikely in a fully marine environment. Furthermore, given the period (greenhouse Paleocene-Eocene world) and the location (Central Asia) of the study, temperatures as low as 10°C are not realistic (Lan, 1997; Sun and Wang, 2005; Guo et al., 2008; Tindall et al., 2010; Quan et al., 2012). The Mg/Ca-temperature calibration used here (Mouchi et al., 2013) appears thus to be unsuitable for species *O. bellovacina*, *F. hemiglobosa*, *P. asiatica* and *F. bashibulakeensis*. Unfortunately, these represent all the studied oyster species from the third marine incursion (Late Paleocene-Early Eocene) as well as the species from the fifth marine incursion (Late Bartonian-Early Priabonian) such that we have reliable results only from the fourth incursion (Middle Eocene). This suggests that the K_{Mg} is significantly different from one species to another, even in the Ostreidae superfamily, probably due to a strong specific vital effect. Furthermore, these species were living in marine water under continental runoff influence (mangrove area, restricted marine waters). This suggests a possible additional impact from the environment on the magnesium incorporation.

On the contrary, for the species *S. buhsii* and *O. strictiplicata*, the average estimated Mg-temperature are in the same range as those estimated using $\delta^{18}\text{O}$. In addition, the most reliable Mg signal are especially well revealed for these two species (red patterns in Table 6.3 and Figure 6.4), the agreement in term of absolute temperature estimated from $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca encourage to use them as reliable fossil species in paleoclimate studies. These observations validate the Mg-T calibration estimated from modern species as a valuable thermometer for these two Paleogene species.

Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ derived-temperature seasonal amplitude

Despite similar average temperature given by both independent proxies for *S. buhsii* and *O. strictiplicata*, the seasonal amplitude ranges are considerably higher according to Mg/Ca than according to $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 6.8). This may relate either to the inadequacy of the applied Mg/Ca calibration (Mouchi et al., 2013) that would systematically overestimate seasonal fluctuations, or to seasonal fluctuations of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. The latter is supported by the shallow marine living environments of the studied oysters according to the interpreted depositional paleoenvironments (cf Section 6.2.1). These environments are prone to seasonal fluctuations of salinity which in turns regulate the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. Furthermore, the Mg-estimated temperature are in excellent agreement with ocean-atmospheric coupled numerical models suggesting sea-surface seasonal temperatures between 15°C (winter minimum) and 34°C (summer maximum) for the Eocene Proto-Paratethys sea (Chapter 7) and are in line with semi-arid to arid environment suggested by sedimentological (Chapter 4) or palynological (Sun and Wang, 2005; Guo et al., 2008; Quan et al., 2012) analyses. This together suggests that the modern Mg/Ca-temperature calibration done on *C. gigas* (Mouchi

et al., 2013) is reliable on fossil extinct species such as *O. strictiplicata* and *S. buhsii*.

Following the same method developed by Bougeois et al. (2014), the estimated seasonal Mg-temperatures enable to derive fluctuations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ through the Anderson's equation (eq. 6.1) which in turn can be used to derive seasonal salinity variations (in Supplementary data for more details, Appendix C). Using both, seasonal temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (linked to the salinity), paleoclimate interpretation at infra-annual resolution can significantly improve the comprehension of the environment compared to previous paleontological studies (such as palynological synthesis for our area, Sun and Wang, 2005; Guo et al., 2008; Quan et al., 2012)).

6.7 CONCLUSION

Our study shows that Mg/Ca ratio can be a highly powerful proxy to infer paleotemperature at infra-annual resolution into fossil calcitic bivalve shells as old as Paleogene, especially for the species *S. buhsii* and *O. strictiplicata*. However, the possibility of a strong specific vital effect on Mg incorporation into the shell (already observed on modern species from a same genus such as *Mytilus* or *Crassostrea*, Table 6.1), as well as the environmental impact (observed on same species *P. maximus* in different environment such as estuarine (Vander Putten et al., 2000), culturing (Freitas et al., 2008) or brackish (Wanamaker Jr et al., 2008)) requires to compare Mg-estimated temperature with other approaches such as a multi-proxy method combining $\delta^{18}\text{O}$ or modelling data.

Moreover, the inconsistencies in estimated Mg-temperatures with the species *F. hemiglobosa* or *F. bashibulakeensis* underline the need to perform supplementary studies on modern oyster species to better calibrate the link between temperature and Mg/Ca for various Ostreidae species.

Improving the knowledge on biomineralisation of Ostreidae shells is a prime target to develop a reliable and powerful paleothermometer. Indeed, the widespread occurrence of Ostreidae in the fossil records in terms of age (from Triassic until Quaternary) and of geolocalisation (from low to high latitudes, from brackish to fully marine environments) make the oysters the most promising group to infer paleotemperatures at infra-annual resolution. More locally, the palaeobiogeographic distributional patterns of the oysters studied here show an extraordinarily wide dispersal beyond the Tarim Basin into the regional Turkestan stage of Central Asia (Vyalov, 1937), in northwest Afghanistan (Berizzi, 1970) and in northern Iran (Grewingk, 1853). Occurrences have also been reported in the Transylvanian Basin (Rusu et al., 2004) and as far west as the Paris Basin (Lan and Wei, 1995). This broad distribution makes these species an ideal choice to track palaeo-seasonality in a large spatial area during the particular Paleogene times, when global climate change from a Paleocene greenhouse world to an Oligocene icehouse world.

6.8 ACKNOWLEDGEMENTS

This project was partly funded by the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO), the A. v. Humboldt foundation and the Marie Curie Career Integration Grant HIRES DAT.

We are grateful to the CaiYuanpei programme of the French ministry of foreign affairs for collaborative support in field excursion. We would like to thank Roderic Bosboom, Gloria Heilbronn, Bruno Paulet and Jean-Noël Proust for their contribution in the field. We are grateful to Helen de Waard, Arnold Van Dijk for their help during experiments with LA-ICP-MS and stable isotopes analyses in Utrecht University. We are grateful to Nathalie Labourdette and Catherine Pierre for their help during experiments with stable isotopes analyses and Micromill access in Pierre et Marie Curie University.

QUATRIÈME PARTIE

SAISONNALITÉ ÉOCÈNE : CONTRAINTE SUR LES MOUSSONS PRÉCOCES



RÔLE DE LA PROTO-PARATÉTHYS SUR LA SAISONNALITÉ ÉOCÈNE EN ASIE CENTRALE : DU MODÈLE NUMÉRIQUE À LA GÉOCHIMIE HAUTE RÉOLUTION DES OSTRÉIDÉS

Les chapitres précédents (5 et 6) ont montré que les huîtres sont des proxies suffisamment fiables pour déduire de la chimie de leur coquille un signal paléoclimatique. Dans ce chapitre, des huîtres provenant du bassin du Tarim et du Kirghizstan ont été sélectionnées selon différents critères : (1) des analyses d'éléments traces et d'isotopes stables sont disponibles, (2) l'incorporation du magnésium doit être univoque et fiable, (3) les huîtres vivent dans des environnements de profondeur équivalente, (4) l'âge des coquilles est le même permettant de comparer les résultats entre eux. Suivant ces critères nous avons sélectionné les espèces *S. buhsii* et *O. (T.) strictiplicata* datées de l'Éocène moyen et vivant en milieu subtidal peu profond (Chapitre 4). Les six spécimens retenus montrent alors des résultats cohérents entre eux permettant d'avoir des conclusions robustes quant à la saisonnalité des températures de surface (SST = *Sea Surface Temperature*) et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (indicateur de salinité).

Une approche indépendante permettant d'avoir accès aux mêmes paramètres est cependant nécessaire pour appuyer les résultats de cette toute nouvelle méthode. C'est ainsi que Julia Tindall (Université de Leeds, Royaume-Uni) a été associée à l'étude proposée dans ce chapitre et qui fait l'objet d'un papier en préparation. Le modèle numérique HadCM3 développé par TINDALL et al. (2010) est calibré pour l'Éocène et permet d'avoir accès à des données paléoclimatologiques. L'originalité de ce modèle est notamment d'avoir intégré des données d'isotopes stables de l'oxygène permettant de proposer de valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ en fonction de la position paléogéographique et pouvant être utilisées comme références dans les reconstitutions paléoclimatiques (cf. Chapitres 5 et 6). Dans cette nouvelle étude, le modèle HadCM3 nous permet de proposer des données océaniques (SST, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) mais également atmosphériques (température de l'air, précipitations $\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$ des pluies) à une plus haute résolution spatiale (les données proviennent de zones côtières très proches de nos sites d'échantillonnage) et temporelle (les données acquises sont désormais mensuelles).

L'intérêt de ce papier est double.

Premièrement, d'un point de vue analytique. Les valeurs absolues de SST proposées par les deux approches indépendantes (simulation numérique et thermomètre Mg/Ca) sont en parfait accord, montrant une large saisonnalité avec des températures fluctuant entre

16-18°C et 35-37°C. De plus, les valeurs moyennes annuelles de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ déduites par les approches géochimiques et numériques sont également très cohérentes entre elles ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} \sim 0.4\text{-}0.7\text{‰}$). Enfin, les interprétations en terme de fluctuations de salinité démontrées par l'approche géochimique est en parfaite adéquation avec les données atmosphériques du modèle numérique. Ceci montre la fiabilité des deux méthodes, particulièrement pionnières dans leurs domaines respectifs.

Deuxièmement, d'un point de vue paléoclimatique. Les données de ce papier montrent que le climat en Asie Centrale était, à l'Éocène, très différent de l'actuel, avec une aridité essentiellement concentrée l'été, et des hivers pluvieux. Ce climat s'explique par la présence de la Proto-Paratéthys sur le continent apportant l'humidité nécessaire pendant les mois les plus tempérés de l'année, tandis que la position latitudinale pendant cette période à haut taux de CO_2 atmosphérique et l'émergence du plateau Tibétain au sud expliquent l'aridité marquée en période estivale. Le climat présent dans cette région montre que dès l'Éocène, une inversion saisonnière des masses d'air semble déjà être mise en place. De plus, l'aridité estivale pouvait déjà être responsable d'un contraste thermique océan-continent suffisamment important à l'origine de pluies de moussons. Les données apportées par ce papier sont les premières données de terrains apportant une information quantitative sur le climat éocène en Asie Centrale. Par ailleurs elles appuient les prédictions de précédents modèles climatiques (HUBER et GOLDNER, 2012 ; LICHT et al., 2014) proposant l'existence d'un climat de mousson établi en Asie pendant la période chaude de l'Éocène.

Highly-seasonal monsoons controlled by Central Asian Eocene epicontinental sea

L. Bougeois ^a, J. Tindall^b, M. de Raféllis ^c, G.-J. Reichart ^{d,e}, L. de Nooijer ^{d,e}, G. Dupont-Nivet ^{a,e,f,g}

^a Géosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Rennes, France

^b School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK

^c ISteP, UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

^d Department of Earth Sciences, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

^e Department of Marine Geology, Royal Netherlands Institute for Sea Research, Texel, The Netherlands

^f Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Beijing, China

^g Department of Earth and Environmental Sciences, Potsdam University, Germany

Article en préparation en vue d'une soumission dans le journal *Nature Geosciences*.

Abstract

Modern Asian climate is mainly controlled by seasonal reverse winds driven by continent-ocean thermal contrast. This yields monsoon pattern characterized by a strong seasonality in terms of precipitation and temperature and a duality between humidity along southern and eastern Asia and aridity in Central Asia. According to climate models, Asian Monsoons and aridification have been governed by Tibetan plateau uplift, global climate changes and the retreat of a vast epicontinental sea (the Proto-Paratethys sea) that used to cover Eurasia in Eocene times (55 to 34 Myr ago). Evidence for Asian aridification and monsoons as old as Eocene, are emerging from proxy and model data, however, the role of the Proto-Paratethys sea remains to be established by proxy data. By applying a novel infra-annual geochemical multi-proxy methodology on Eocene oyster shells of the Proto-Paratethys sea and comparing results to climate simulations, we show that the Central Asian region was generally arid with high seasonality from hot and arid summers to wetter winters. This high seasonality in Central Asia supports a monsoonal circulation was already established although the climate pattern was significantly different than today. During winter months, a strong influence of the Proto-Paratethys moisture is indicated by enhanced precipitations significantly higher than today. Precipitation probably dwindled because of the subsequent sea retreat as well as the uplift of the Tibetan and Pamir mountains shielding the westerlies. During Eocene summers, the local climate was hotter and more arid than today despite the presence of the Proto Paratethys. This may be explained by warmer Eocene global conditions with a strong anticyclonic Hadley cell descending at Central Asian latitudes (25 to 45 N). Furthermore, the Tibetan plateau emerging at this time to the south must have already contributed a stronger Foehn effect during summer months bringing warm and dry air into Central Asia. Proto-Paratethys moisture driven into Asia by the westerlies during winters provides a potential mechanical link between Eocene global climate and Asian aridification through sea level fluctuations.

Keywords: Asian climate, sclerochronology, modelling, seasonality, Eocene monsoons

7.1 INTRODUCTION

To better understand the dynamics of Asian Monsoons in an evolving global climate state, it is crucial to know when, how and why they started and intensified. This is especially relevant during Paleogene times (65 to 24 Myr ago) when high atmospheric $p\text{CO}_2$ levels kept the world in a greenhouse state that may represent an analogue for future conditions. However, most paleoclimatic studies have concentrated on the Neogene period (since 24 Myr ago, Hahn and Manabe, 1975; Prell and Kutzbach, 1992; Molnar et al., 1993; Clift et al., 2008; Boos and Kuang, 2010; Molnar et al., 2010; Allen and Armstrong, 2012), mainly because older Asian monsoons were previously not expected but also due to the paucity of Paleogene sedimentary archive. In consequences, most of what we know about Paleogene monsoons is deduced from numerical simulation (Huber and Goldner, 2012; Zhang et al., 2012; Licht et al., 2014), with little field data constraints (Sun and Wang, 2005; Quan et al., 2012). According these recent findings, Asian monsoons occurred as early as Eocene times (55 to 34 Myr ago) with a seasonal reverse wind pattern driven by continent-ocean thermal contrasts similar to modern: in summer, landward winds drove oceanic moisture to the coastal areas and the piedmonts of the emerging Tibetan Plateau (Figure 7.1b); during the winter, continental Asia is blasted by cold and arid seaward winds (Figure 7.1c, Huber and Goldner, 2012; Zhang et al., 2012; Licht et al., 2014). The Eocene period is particularly interesting because it corresponds to the establishment of the three main driving factors of Asian monsoons. (1) Eocene decreasing global $p\text{CO}_2$ levels are shifting the world from a greenhouse to an icehouse state with implications on the Monsoonal intensity (Huber and Goldner, 2012; Licht et al., 2014) and central Asian aridification (Dupont-Nivet et al., 2007; Abels et al., 2010; Bosboom et al., 2014d) along a longitudinal belt possibly related to the Hadley atmospheric circulation cell reaching down 25 to 45°N (Zhang et al., 2012). (2) Enhanced uplift of the Tibetan Plateau in response to the Eocene India-Asia collision is expected to have intensified monsoonal circulation as well as the aridification of Central Asia north of the plateau through a foehn effect and the establishment of a standing wave deflecting the westerlies (Molnar et al., 2010) (3) The Proto-Paratethys sea occupied Eurasia until Eocene times when it retreated due to the combined effects of the India-Asia collision rearranging the land-sea distribution, and of coeval global climate cooling from greenhouse to icehouse conditions with associated ice-sheet formation and sea level drop (Bosboom et al., 2014c). Models suggest that the disappearance of the Proto-Paratethys and of the associated westerly moisture, enhanced the seasonal land-sea thermal contrast governing Asian monsoon intensification with aridification of the continental interior (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Zhang et al., 2007a). However, due to the lack of available field data, models rely only on rough estimates on sea surface temperature (SST) and properties of the Proto-Paratethys and this its ocean-buffer effect on Asian Eocene climate remains poorly constrained.

In this study, we aim to better characterise the oceanic properties of the Proto-Paratethys epicontinental sea and their paleoclimatic implications using model and field data. The challenge is to characterize the high-frequency climatic fluctuations in Asia and better constrain the

seasonality changes during the key Eocene period. We first compare modern to Eocene monthly climate patterns in Central Asia from a coupled atmosphere-ocean general circulation model (GCM) providing oceanic and atmospheric temperature as well as precipitation properties in the Proto-Paratethys region. Second we test the consistency of the model data using a geochemical multi-proxy methodology on fossil oyster shells from the Proto-Paratethys to estimate Eocene seasonal variations of seawater temperature and salinity.

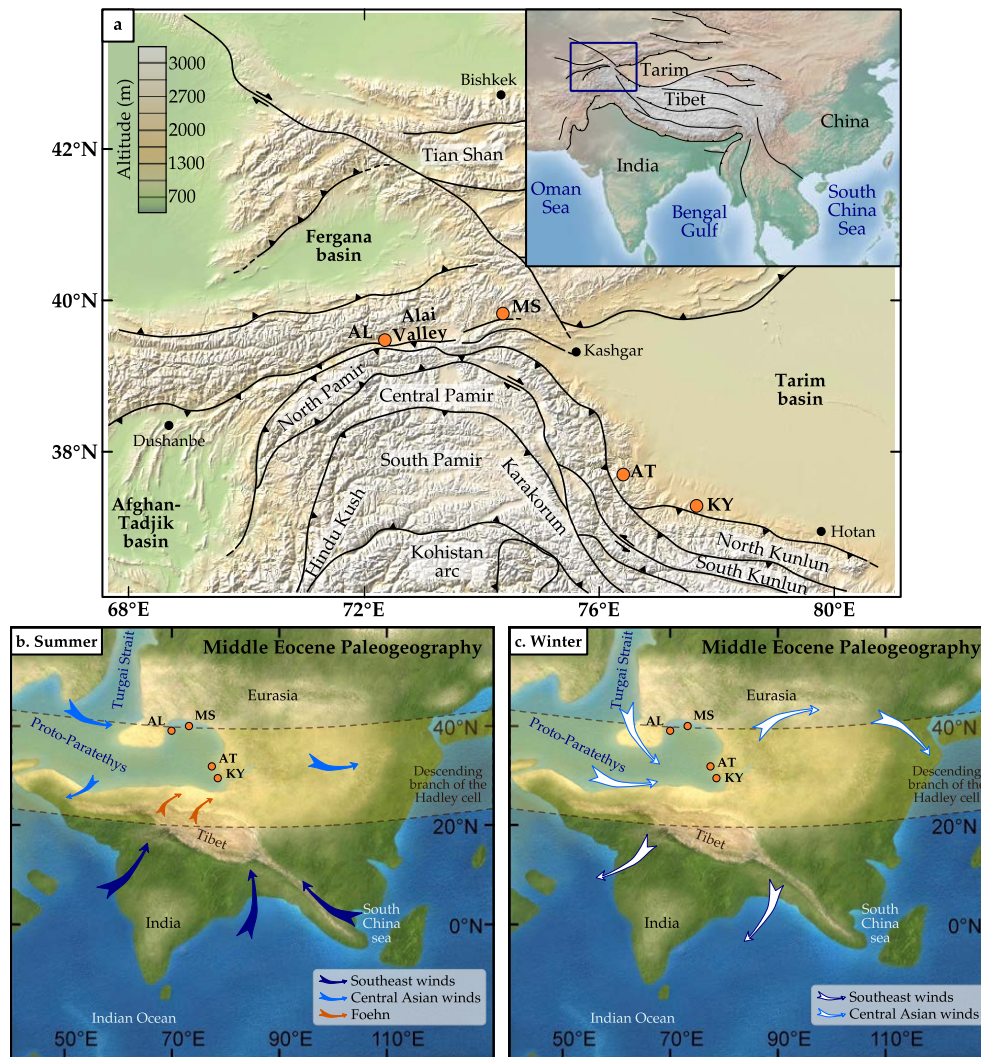


FIGURE 7.1 – a. Modern topographic map of the study area showing the main tectonic features and the localisation of the sampled sedimentary sections. AL: Alai Valley Section (39.6°N , 72.4°E), MS: Mine Section ($39^{\circ}51'\text{N}$, $74^{\circ}32'\text{E}$), AT: Aertashi Section ($37^{\circ}58'\text{N}$, $76^{\circ}33'\text{E}$), KY: Keyliand Section ($37^{\circ}27'\text{N}$, $77^{\circ}86'\text{E}$). The position of the sites experienced no statistically significant latitudinal tectonic motion since the time of deposition (Bougeois et al., 2014). **b.-c.** Eocene paleogeographic maps of Asia showing the main summer (b.) or winter (c.) wind patterns 40 Ma ago, according to this study, Huber and Goldner (2012); Zhang et al. (2012) and Licht et al. (2014). The descending branch of the Hadley cell is responsible of a broad and large band of semi-arid to arid climate Zhang et al. (2012) enhanced during summer months in Central Asia due to the Foehn effect induced by the emerging Tibetan plateau. In winter, the aridity is less strong in Central Asia due to weak precipitations from the westerlies shield by Tibetan plateau.

7.2 CENTRAL ASIAN SEASONAL CLIMATE BY NUMERICAL SIMULATIONS

Particularly relevant to the purpose of this study is the HadCM3 global climate model (Tindall et al., 2010) providing Eocene monthly atmospheric and oceanic data including isotope tracers (Figure 7.2a) over the Proto-Paratethys sea region. Accordingly, Eocene sea surface temperatures average around 23°C and fluctuate largely between 34°C and 16°C. $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is around $\sim 0.44\text{‰}$ with negligible seasonal variability resulting from mixing open ocean as implemented in the model (a higher variability is expected in the shallow coastal environments considered in the geochemical analyses below). Air temperatures widely fluctuate between 7°C and 49°C with an average of $\sim 26\text{°C}$. Precipitations are more important during the winter half part of the year - as also indicated by (Zhang et al., 2012) - increasing until 38 mm in January compared with the driest month in July with 0.5 mm. The stable isotope composition of precipitations are stable around -6‰ except for a significant increase during the warmest month with $\delta^{18}\text{O}_{\text{p}} = -1.7\text{‰}$ in July. This stability may be explained by the presence of the ocean dampening $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ variations while the minor summer peak is explained by the maximum rate of sea surface evaporation leading an enrichment in heavy stable isotope in air moisture.

Modern precipitations and temperatures in the region also show a strong seasonality (Figure 7.2b). However, modern precipitations patterns are reversed with increasing - albeit low (less than 12 mm/month) - precipitations in late spring and summer. This pattern, also reflected in the strong stable isotope seasonal variations, is explained by the present orographic setting shielding the region from external moisture sources and therefore the main contribution of recycled moisture is typically derived from local sources such as groundwater or transpiration by plant cover (Araguás-Araguás et al., 1998).

These differences between modern data and modelled Eocene values suggest Central Asian conditions were strongly influenced by the presence of the Proto-Paratethys sea in the Eocene. To validate and refine this model data, we explore proxy records in the following.

7.3 HIGH-RESOLUTION GEOCHEMISTRY ON OYSTER SHELLS

To estimate seasonal variations of temperature and salinity of the Proto-Paratethys seawater, we applied incremental analyses of geochemical elements (Mg/Ca) and isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) of fossil oyster shells following the multi-proxy methodology developed by Bougeois et al. (2014). Fossil oyster shells were sampled throughout marine deposits of the Proto-Paratethys sea that are especially well recorded and dated (Bosboom et al., 2014a; Bosboom et al., 2014b; Bosboom et al., 2014c) in the foothills of the West Kunlun ranges (Keyliand and Aertashi sections) and of the Pamir and Tian Shan ranges (Alay Valley and Mine Sections, Figure 7.1a). There, five major second-order marine transgression-regression cycles have been recognized in the sedimentary record from the Cenomanian to the final sea-retreat dated latest Bartonian-early Priabonian (Bosboom et al., 2014c). Marine intervals are characteristic of shallow coastal environments between offshore to coastal plain typical of a carbonate neritic ramp (Chapter 4). Continental intervals

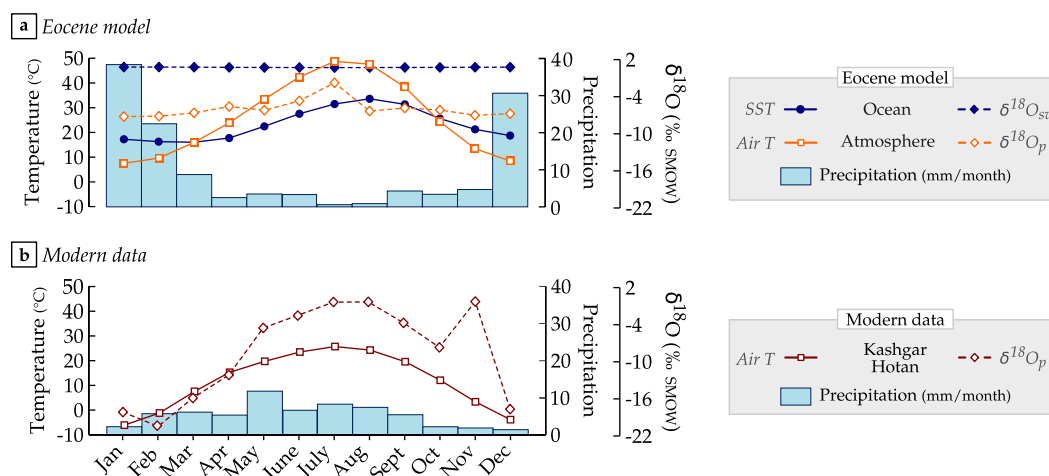


FIGURE 7.2 – **a.** Eocene monthly oceanic and atmospheric data provided by climatic simulations at positions bracketing the Eocene position of the study area. Sea surface temperature (SST, blue circles) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (blue diamonds) (grid points between 37.5°N , 71.25°E and 40.0°N 63.25°E). Air temperature (orange squares), oxygen stable isotopic composition of precipitation $\delta^{18}\text{O}_p$ (orange diamonds) and precipitations (blue columns) (40°N , 75°E). **b.** Average of monthly modern air temperature (red squares) and precipitations (blue columns) in Kashgar (China) from 1951 to 1993 (Baker et al., 1995). Modern oxygen stable isotopic composition of precipitation in Hotan (diamond, Araguás-Araguás et al., 1998).

between marine incursions characterise flood plain, alluvial plain and playa environments. Both, marine and continental deposits indicates alternation between humid and drying periods typical from semi-arid climates with strong seasonal contrast (Chapter 4) as also indicated by existing pollen data (Wang et al., 1990; Sun and Wang, 2005). Oyster sampling was performed with particular attention to: (1) good preservation of the shell and especially of the ligamental area, (2) ligamental area large enough for a high resolution infra-annual record through numerous years, (3) specimens fossilized in living position in a fully marine environments. Of all the sampled species, *Ostrea (Turkostrea) strictiplicata* and *Sokolowia buhsii* both living in subtidal environment of the Middle Eocene (Lan and Wei, 1995; Lan, 1997; Bosboom et al., 2014b), were selected for their reliability in recording paleoenvironmental variations (Chapter 6). In these species, geochemical data along the ligamental area of oyster shell show continuously regular cyclic variations attesting for a well-recorded seasonal pattern (Figure 7.3). Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ periodic fluctuations are synchronized and anti-correlated with high values of Mg/Ca corresponding to low values of $\delta^{18}\text{O}$ and inversely. Furthermore, the reproducibility within these species is indicated by trace element and stable isotope values displaying homogeneous values between shells within the same sedimentary horizon (e.g. AT11-O04 and AT13-O19) or even from the different sections in Central Asia (Figure 7.3).

To infer paleoclimate from chemical oyster shell composition we used the relationships linking temperature (in °C) and Mg/Ca (in mmol/mol) (Mouchi et al., 2013):

$$T = 3.77 \times \text{Mg/Ca} + 1.88 \quad (7.1)$$

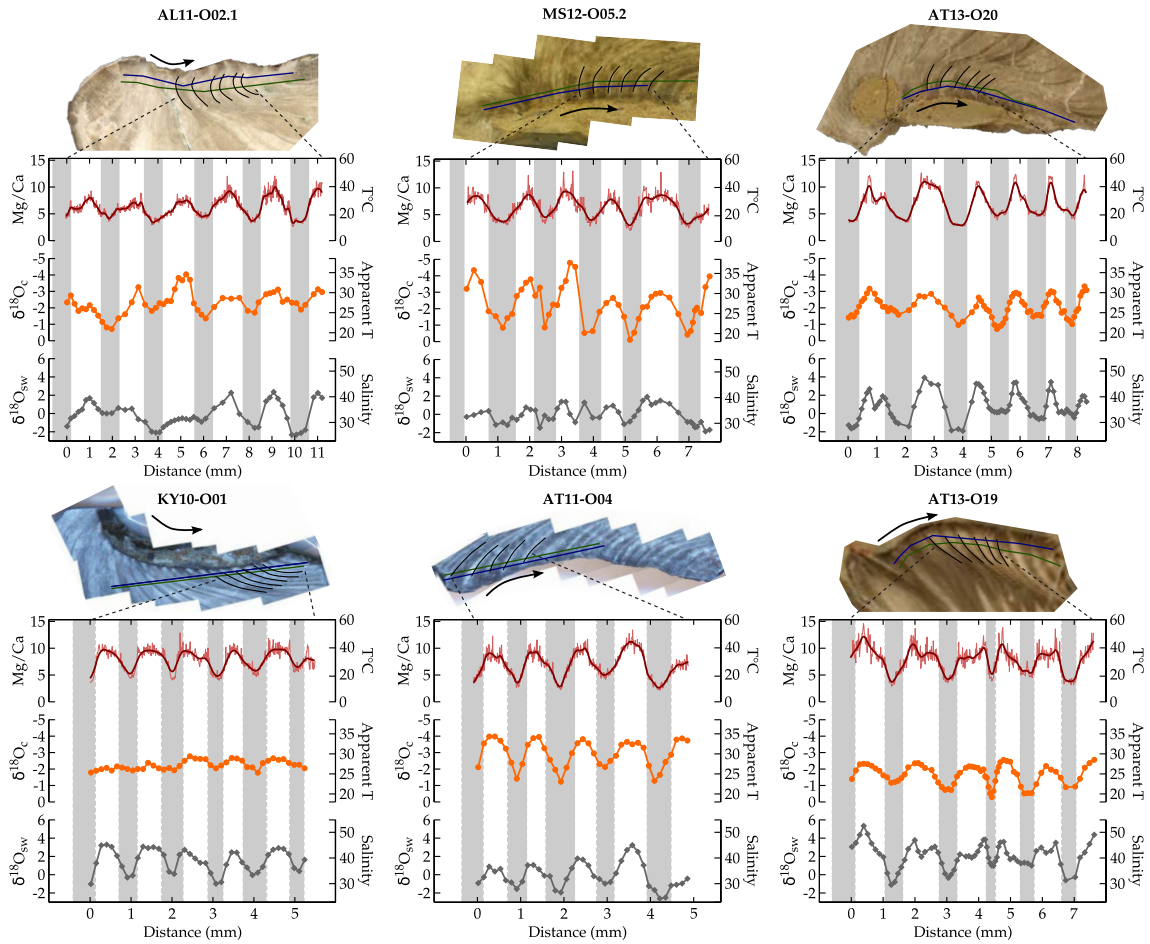


FIGURE 7.3 – Polished cross sections of *O. (T.) strictiplicata* (3 top samples) and *S. buhsii* (3 bottom samples) revealing annual growth bands (growth direction indicated by black arrows). Black lines along growth bands indicate main paths drilled for incremental $\delta^{18}\text{O}$ analyses (orange circles). Blue and green lines across growth bands indicate transects followed by laser for Mg/Ca analyses. Upon checking the consistency of the two parallel transects, their results were averaged such that a single datapoint was obtained for each incremental position (light red line), then a moving average on 21 points is calculated to overcome ICP-MS noise (dark red line). Mg/Ca is given in mmol/mol, $\delta^{18}\text{O}_c$ in ‰ VPDB, $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ in ‰ SMOW, temperatures in Celsius degree. Distance is measured from the first drilled micro-sample for $\delta^{18}\text{O}$. Temperatures are estimated from elemental composition (Mouchi et al., 2013) and Apparent temperatures from $\delta^{18}\text{O}_c$ (Anderson and Arthur, 1983), with a constant $\delta^{18}\text{O}_{sw} = 0.44\text{‰}$. Grey bands correspond to dark bands in the shells which are built during the coldest months of the year. $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ values (grey diamond) are estimated with the relationship of (Anderson and Arthur, 1983) using temperature deduced from Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ of the shell (see text). Salinity is calculated using the average of six different $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ -salinity relationships established from modern seawater in similar environments (Pierre, 1999; Le Grande and Schmidt, 2006; Fairbanks et al., 1997; Gillikin et al., 2005).

or linking temperature and $\delta^{18}\text{O}_c$ (in ‰ VPDB) (Anderson and Arthur, 1983):

$$T = 16 - 4.14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw}) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{sw})^2 \quad (7.2)$$

On first approximation, the $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ required by equation 7.2 was estimated using the modelled HadCM3 $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ value of 0.44‰ to derive Apparent temperature from the $\delta^{18}\text{O}_c$ data (Figure

7.3). When average over analysed cycles, the obtained Apparent temperatures are in excellent agreement with temperatures derived from Mg/Ca, all averaging within 27-28°C (Figure 7.4). However the amplitudes of the seasonal cycles derived from the two proxies differ. While the seasonal temperatures amplitudes derived from Mg/Ca ($\Delta_{\text{SST}} \simeq 19^\circ\text{C}$), are in lines with - albeit slightly lower than - SST predicted from HadCM3 ($\Delta_{\text{SST}} \simeq 18^\circ\text{C}$), temperatures amplitudes derived from $\delta^{18}\text{O}_c$ ($\Delta_{\text{SST}} \simeq 9^\circ\text{C}$) are much reduced (Figure 7.4). The likely reason for this discrepancy is that the negligible seasonal cycle in $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ predicted by HadCM3 for open marine conditions is not applicable to shallow coastal environments. Indeed, analysed oyster shells were living on the edge of the epicontinental sea, more strongly influenced by runoff, precipitation and evaporation than the modelled open ocean. Furthermore, temperatures derived from Mg/Ca (absolute values as well as seasonal amplitudes) are bracketed between SST and atmospheric temperatures predicted by HadCM3 which is in excellent agreement with observed temperatures in modern analogue coastal environment (Goodwin et al., 2010; Goodwin et al., 2012).

Provided the reliable temperatures deduced from Mg/Ca, the seasonal fluctuation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ can be estimated solely from the shell data by using equation 7.2: $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} \simeq \frac{T-16}{4.14} + \delta^{18}\text{O}_c$. $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ estimated from the shells (Figure 7.3) show high seasonal fluctuations with an increase of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ during summer months and a decrease during winter months: $\Delta_{\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}} \sim 3$, consistent with typical coastal environments influenced by runoff, precipitation and evaporation inducing negative water balance during dry and hot summer seasons in contrast with a positive water balance during cooler and wetter winter seasons (Goodwin et al., 2010; Goodwin et al., 2012). From obtained $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ it is further possible to estimate salinity using existing $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ - salinity relationships established from modern seawater in similar environments (Pierre, 1999; Le Grande and Schmidt, 2006; Fairbanks et al., 1997; Gillikin et al., 2005). These relationships may also depend on latitude, local evaporation, runoff, precipitation and the stable isotopic composition of these precipitations which differs from modern for a given latitude due to a reduced equator-to-pole SST gradient in the Eocene (Speelman et al., 2010). Despite these potential effects, obtained salinities from six various relationships are not significantly different and imply an average salinity of 34-35 and a seasonal variability of $\Delta S \sim 11-12$). These values are consistent with modern environments in quiet marine gulf or bay within arid to semi-arid climate zones (Goodwin et al., 2010; Goodwin et al., 2012) analogous to the Eocene western Proto-Paratethys as indicated from sedimentological analyses (Chapter 4).

7.4 EOCENE CENTRAL ASIAN PALEOCLIMATE AND IMPLICATIONS FOR EOCENE MONSOONS

The temperature, precipitation, salinity obtained from geochemical data complement and support the HadCM3 model data to show that, during Eocene time, the Central Asian region was generally arid with high seasonality from hot and arid summers to wetter winters. This climate pattern is consistent with recent model and proxy data suggesting a monsoonal system was already established in Asia as early as Eocene times (Huber and Goldner, 2012; Licht et al.,

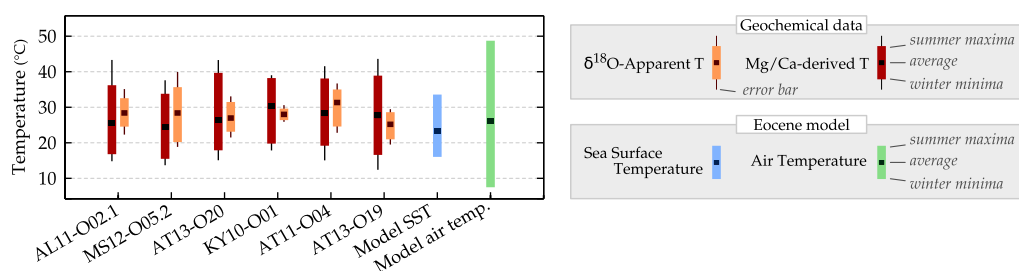


FIGURE 7.4 – Comparison between proxy data from incremental geochemistry on oyster shell and HadCM3 climatic model. In red: temperature ranges deduced from Mg/Ca with calibration of Mouchi et al. (2013). In orange: apparent temperature ranges deduced from $\delta^{18}\text{O}$ and with calibration of Anderson and Arthur (1983) and a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.44‰ provided by HadCM3 model. In blue and green: SST (blue) and air temperature (green) ranges deduced from climatic simulation.

2014). However, our results provide further insight into the climate seasonality showing that the monsoonal system was significantly different from today.

During winter months, a strong influence of the Proto-Paratethys moisture is indicated by enhanced precipitations significantly higher than today in Central Asia (Araguás-Araguás et al., 1998). Precipitation probably dwindled because of the subsequent sea retreat as well as the uplift of the Tibetan and Pamir mountains (e.g. Cowgill, 2010; Molnar et al., 2010) shielding the westerlies. Furthermore, the winter stable isotopic composition of precipitation is significantly lower in present day than according to the Eocene model (Figure 7.2). The $\delta^{18}\text{O}_p$ is depending mainly of factors such as altitude, distance from the source, temperature and amount effect (Araguás-Araguás et al., 1998). Here, the relatively high $\delta^{18}\text{O}_p$ during Eocene winters may be explained by winter air temperature warmer than today and by a source of moisture closer to the area. Thus winter $\delta^{18}\text{O}_p$ are interpreted as due to precipitations resulting in winter westerlies bringing moist air from the neighbour Turgai Strait and the Proto-Paratethys sea (Figure 7.1c).

During Eocene summers, the local climate was hotter and more arid than today (Araguás-Araguás et al., 1998) despite the presence of the Proto-Paratethys. This may be explained by warmer global conditions and a strong anticyclonic Hadley cell descending at these latitudes (25 to 45°N) over Central Asia during Eocene times (Zhang et al., 2012). Furthermore, the Tibetan plateau emerging at this time to the south (Wang et al., 2008; Molnar et al., 2010; Ding et al., 2014) must have contributed a stronger foehn effect during summer months bringing warm and dry air into Central Asia (Figure 7.1b). Even if the timing of Tibetan plateau uplift is still controversial, Eocene altitudes are now established (e.g. Molnar et al., 2010, for a review) such that its thermal effect in a greenhouse world is assumed to be significant enough to generate a standing wave leading to wet climate south of the proto-plateau and dry climate to the north (Huber and Goldner, 2012; Wu et al., 2012a; Wu et al., 2012b; Liu et al., 2012). Compared to modern seasonal patterns in this area (Figure 7.2b), seasonal amplitude for air temperature was higher during Eocene times ($\Delta T \sim 42^\circ\text{C}$) than today ($\Delta T \sim 32^\circ\text{C}$), and aridity was more sustained in summer with very low precipitations. The Proto-Paratethys moisture appears to have little

influence on the climate during summer part of the year. The combined effect of intense heating over the Tibetan plateau during the warm Eocene global climate and the latitudinal anticyclonic band, may have prevailed on Central Asian climate over the influence of the sea.

The Proto-Paratethys sea regression-transgression cycles are coeval with Asian aridification steps recorded in the Xining Basin deposits by aeolian to evaporitic alternations that have been shown to be paced by global climate changes and orbital cyclicity (Dupont-Nivet et al., 2007; Abels et al., 2010; Bosboom et al., 2014d). However, it is not yet clear if the source of the moisture that is required for these thick evaporitic deposits originates from the summer monsoons modulated by pCO₂ levels or from the Proto-Paratethys through the westerlies (Licht et al., 2014). Our results favour the latter with Proto-Paratethys moisture driven into Asia by the westerlies during winters. The Proto-Paratethys thus provides a potential mechanical link between global climate and Asian aridification. On orbital timescales, the sea level fluctuations driven by incipient polar ice-sheets can therefore explain the obliquity cycles recorded in the Xining sediments as previously proposed (Abels et al., 2010; Bosboom et al., 2014d). On longer timescales, the retreat of the Proto-Paratethys associated to global sea-level drop related to Eocene global climate cooling leading to the Antarctic glaciation at the Eocene-Oligocene transition may be responsible for the coeval Asian aridification. However, the sea retreat may also have been forced partially by land-sea redistributions and uplift due to the India-Asia collision.

METHOD SUMMARY

Climatic model simulations

The model used to investigate the Eocene climate is the Hadley Centre General Circulation Model (HadCM3; Gordon et al., 2000) with isotope tracers incorporated (Tindall et al., 2009). The model resolution is 3.75 deg × 2.5 deg, with 19 vertical levels in the atmosphere and 20 levels in the ocean. HadCM3 is a very well respected model and has been used in a numerous studies of past, present and future climate including the IPCC (Solomon, 2007). The simulations used are as described by Tindall et al. (2010) including Eocene boundary conditions, which are subject to considerable uncertainty. Briefly, CO₂ was set to 1680 ppmv (6× preindustrial levels) and was intended to represent the combined radiative forcing from all greenhouse gases (since CH₄ and N₂O were kept as pre-industrial). The land-sea mask is described in Tindall et al. (2010) and was produced using similar methods to Markwick and Valdes (2004). The Tibetan plateau reached a maximum height of ~1500 m, which is significantly lower than the >5000 m values used in pre-industrial simulations of this resolution. The proto-Parathethys has a depth of under 100 m, but water exchange between the proto-Parathethys and the Indian Ocean, since there is more than 15 latitudinal degrees between adjacent land masses south of this region. Exchange with the Arctic is more difficult; the Turgai Strait is only one gridbox wide and 80 m deep meaning that there can be no baroclinic flow and limited barotropic flow between the proto-Parathethys and the Arctic. Globally the Early Eocene simulation was 14°C warmer and 20% wetter than a

corresponding pre-industrial simulation. As described in Tindall et al. (2010), the model has been run for long enough to spin up all climate variables except for $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ in the deepest part of the ocean which is not relevant for this study.

Geochemical data

Cross sections of oyster shells reveal large numbers of distinct growth light and dark bands, especially well-expressed in the ligamental area resulting from the typical incremental growth of yearly dark-light couplets (Bougeois et al., 2014). Here three specimens of *O. (T.) strictiplicata* and three specimens of *S. buhsii* were sectioned perpendicular to their maximal growth axis and well polished before geochemical analyses (Figure 7.3). Mg/Ca analyses were performed with Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-ICP MS) at the Department of Earth Sciences in Utrecht University following two parallel transects perpendicularly to the growth direction. Furthermore, microsample powders were drilled every 100 to 120 μm using a Merchantek MicroMill then analysed for stable isotopes composition at the Department of Earth Sciences in Utrecht University (KY10-O01, AT11-O04) and at the Department of Earth Sciences in Pierre et Marie Curie University (Paris 6) (AL11-O02.1, MS12-O05.2, AT13-O20, AT13-O19).

ACKNOWLEDGEMENT

This project was partly funded by the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO), the A. v. Humboldt foundation and the Marie Curie Career Integration Grant HIRESDAT. We are grateful to the CaiYuanpei programme of the French ministry of foreign affairs for collaborative support in field excursion. We would like to thank Roderic Bosboom, Gloria Heilbronn, Bruno Paulet and Jean-Noël Proust for their contribution in the field. We are grateful to Helen de Waard and Arnold Van Dijk for their help during experiments with LA-ICP-MS and stable isotopes analyses in Utrecht University. We are grateful to Nathalie Labourdette and Catherine Pierre for their help during experiments with stable isotopes analyses and Micromill access in Pierre et Marie Curie University.

CINQUIÈME PARTIE

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES



CONCLUSION GÉNÉRALE

GÉOCHIMIE DES HUÎTRES

Les études menées au cours de cette thèse ont permis d'apporter de nouveaux résultats en sclérochronologie géochimique. Face à la difficulté de contraindre la variabilité en terme d'éléments traces au sein des coquilles de bivalves actuels (coquille Saint-Jacques, moule, grande nacre), aucune étude ne s'est risquée à utiliser la teneur en magnésium dans le registre fossile pour l'interpréter en terme de température. Cependant les huîtres se distinguent des autres bivalves et semblent particulièrement bien adaptées à leur utilisation comme traceur paléoclimatique. En effet, la robustesse de leur test, la forte résistance à la diagenèse et à l'altération de l'aire ligamentaire ainsi que la faible teneur en matière organique de la coquille sont autant de caractéristiques qui attestent de leur haut potentiel à retracer le climat.

À travers l'étude de plus de 40 spécimens fossiles, cette thèse a montré que la teneur en magnésium au sein du squelette carbonaté des huîtres est suffisamment fiable pour être utilisée comme paléothermomètre. Notamment les espèces *Sokolowia buhsii* et *Ostrea (T.) strictiplicata* ont montré leur haut potentiel à retracer le climat. Les résultats quantitatifs obtenus grâce à la traduction du rapport Mg/Ca en température sont en parfaite cohérence avec les résultats qualitatifs apportés par la sédimentologie de faciès et avec les résultats quantitatifs apportés par la modélisation numérique. Ils sont de plus confortés par les résultats d'isotopie stable sur les mêmes coquilles. Cependant, les espèces *Flemingostrea hemiglobosa*, *Platygena asiatica* ou encore *Ferganea bashbulkeensis* n'ont donné aucun résultat convainquant. Ainsi une approche multi-proxy reste indispensable pour appuyer les résultats donnés par l'analyse du rapport Mg/Ca. L'apport notamment des isotopes stables, méthode plus classique, permet d'une part de fixer les valeurs de température de manière absolue, d'autre part de donner des conclusions en terme de bilan hydrique. Par ailleurs, la détermination de l'environnement est indispensable si l'on veut utiliser le magnésium comme proxy de températures. Ainsi l'incorporation du magnésium dans la coquille des huîtres de mangrove ou de milieux marins restreints est perturbée, notamment par l'apport d'eaux douces.

CARACTÉRISATION DES ENVIRONNEMENTS D'ASIE CENTRALE

L'étude sédimentologique faite dans le cadre de cette thèse nous a permis de caractériser les environnements de dépôts paléogènes à l'ouest du bassin du Tarim. Ils s'agissaient d'environnements allant de la plaine alluviale à l'offshore. Les environnements marins n'étaient jamais profonds. Le climat semi-aride était à l'origine de fluctuations entre des périodes sèches où de fortes évaporations entraînaient la formation de playa ou de sebkhras tandis que des saisons pluvieuses remplissaient les nappes phréatiques et étaient responsables de crues sur le continent. Cette analyse sédimentologique aura notamment permis de mieux situer les différentes communautés d'huîtres au sein du profil bathymétrique.

PALÉOCLIMATOLOGIE ASIATIQUE

Les travaux menés au cours de cette thèse ont permis par ailleurs de mieux contraindre les environnements et climats paléogènes d'Asie Centrale. D'après les résultats décrits dans ce manuscrit, la région était soumise à des étés très chauds, et arides. La température moyenne mensuelle de l'air pouvait monter jusqu'à 50°C tandis que les eaux peu profondes de la Proto-Paratethys atteignaient plus de 32-37°C. Au cours de cette saison, l'évaporation de la mer était intense entraînant la formation de sebkhras et une augmentation de la salinité des milieux intertidaux et subtidaux jusqu'à 40-42. En hiver, tandis que les températures atmosphériques devenaient plus tempérées, les précipitations étaient majoritaires, même si jamais très importantes. Ces précipitations pouvaient être à l'origine de crues de rivières et remplissaient les lacs salés évaporés pendant la saison estivale. Face à ce climat humide hivernal, la salinité des eaux de surface pouvaient diminuer jusqu'à 30 en parallèle d'une chute de la température jusqu'à 15-17°C. Un analogue actuel de l'extrême est de cette mer est le Golfe Persique, mer calme en milieu semi-aride à aride et directement connectée à l'Océan Indien.

Les conclusions climatiques faites ici corroborent avec les résultats de modèles numériques (HUBER et GOLDNER, 2012 ; ZHANG et al., 2012 ; LICHT et al., 2014). La forte aridité estivale s'explique par la position latitudinale de la Proto-Paratéthys. En effet, celle-ci se localisant vers des latitudes entre 25 et 50°N, elle se trouvait au niveau des anticyclones chauds et secs créés par la branche descendante de la cellule atmosphérique de Hadley. À cette époque les vents majoritaires pendant la saison estivale venant du sud, un effet de Foehn en arrière du plateau Tibétain émergeant pouvait amplifier cette aridification. En hiver, les vents d'ouest se chargeaient en eau pendant leur trajet depuis l'Europe à travers le domaine paratéthysien. Arrivant sur les terres émergées d'Asie, une dépression entraînait alors des précipitations à l'extrême est de la Proto-Paratéthys. Toutefois, toujours sous l'influence de l'anticyclone majeur créé par la branche descendante de la cellule de Hadley, ces précipitations restaient limitées.

La présence d'une mer en Asie Centrale a ainsi eu un impact majeur sur le climat régional. Il était au Paléogène très différent du climat actuel où sévit un climat très aride, été comme hiver, avec des hivers bien plus rigoureux (températures négatives pouvant aller jusqu'à -40°C

dans le centre du désert du Taklamakan). Toutefois, l'apport d'humidité par la Proto-Paratéthis tempérant le climat semble limité. Compte tenu de sa position latitudinale, la saison estivale était très aride et la Proto-Paratéthis ne participait pas (ou peu) à une atténuation du contraste thermique entre terres et mers. Ainsi il est possible que ce climat chaud et sec d'Asie Centrale contribuait déjà à la création de cellules de convections entraînant de massives précipitations en Asie du sud-est pendant l'été. Le climat global chaud du Paléogène ancien aurait ainsi permis que des phénomènes de moussons précoces aient pu exister dès l'Éocène, malgré la présence de la mer.

9 PERSPECTIVES

Ce manuscrit présente les différentes pistes explorées pendant mes trois ans de thèse. Cependant, de nombreuses autres ont dû être abandonnées ou traitées trop succinctement par manque de temps. Voici ici une liste non exhaustive d'études que cette thèse appelle à entreprendre ou à continuer.

SCLÉROCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES HUÎTRES

Le travail fourni au cours de cette thèse a soulevé plusieurs questions. Nous avons vu les limites de l'application des relations Mg/Ca - température sur les fossiles. Le fort effet spéci-sécifique et environnemental sur l'incorporation du magnésium dans la coquille ne permet pas d'appliquer les calibrations faites sur l'huître moderne *Crassostrea gigas* aux espèces *F. hemiglobosa*, *P. asiatica* et *F. bashibulakeensis*. Il faudrait ainsi élargir les études sur d'autres espèces actuelles, afin de mieux contraindre l'effet spécifique et environnemental sur l'incorporation des éléments traces dans les coquilles.

Par ailleurs, les calibrations utilisées dans cette thèse ont été faites dans des eaux tempérées. Il serait intéressant d'étudier le comportement du magnésium dans les coquilles d'huîtres vivant dans des eaux chaudes afin de voir si la relation liant Mg/Ca et température est purement linéaire. Ainsi, des calibrations sur des huîtres actuelles dans des milieux chauds permettrait d'affiner le modèle huître et de l'appliquer à un plus grand nombre d'espèces fossiles.

Par ailleurs, l'outil utilisé ici pour accéder au rapport Mg/Ca est un ICP-MS couplé avec une ablation laser. La technique du transect est fréquemment utilisée en sclérochronologie (e.g. ELLIOT et al., 2009 ; BATENBURG et al., 2011), toutefois il serait intéressant de tester la précision de cette méthode, notamment en la comparant avec une technique de *spot*, c'est-à-dire lorsque le laser ablate la coquille sur le même point pendant 1 à 2 minutes. Le résultat sortant est alors une valeur moyenne de l'analyse. Par ailleurs, comparer ces résultats avec les résultats d'éléments traces donné par d'autres méthodes, comme avec une microsonde (MOUCHI et al., 2013), ou analysant des poudres avec un ICP-AES (FREITAS et al., 2012) permettrait de mieux contraindre l'effet lié à la machine sur les résultats.

De plus, chez l'huître, la teneur en magnésium et en manganèse est suffisamment importante pour être correctement évaluée via l'analyse en transects. Cependant, d'autres éléments comme le baryum ou le strontium sont en trop faibles quantité et les rapports Ba/Ca, Sr/Ca, Na/Ca ne sont pas assez précis pour être exploités. La technique point par point serait alors mieux adaptée. L'analyse de ces éléments permettrait d'apporter de nouveaux éléments caractérisant le milieu, notamment la production primaire (GOODWIN et al., 2012) ou encore la salinité (WIT et al., 2013).

CARACTÉRISATION DE L'ENVIRONNEMENT EN ASIE CENTRALE

Les travaux de sédimentologie et de géochimie sédimentaire (Partie II) demandent à être poursuivis et améliorés avant publication. En sédimentologie, une caractérisation plus fine des faciès et associations de faciès permettrait d'affiner le modèle de dépôt proposé dans cette thèse. De plus nous disposons de nombreuses lames minces, de foraminifères benthiques séparés du sédiment, d'échantillons de gypse et de sédiments marneux à argileux. Une analyse plus approfondie de ces échantillons (étude des micro-faciès, détermination des foraminifères, isotopie (oxygène et soufre) du gypse, caractérisation des argiles) apporterait des informations supplémentaires sur la diagenèse, la caractérisation des environnements de dépôts (profondeur, milieu, influences externes etc), ou encore sur le climat. Par ailleurs une analyse sédimentologique séquentielle affinerait la compréhension des environnements régressifs ou transgressifs, et permettrait de faire des corrélations entre les sections.

L'analyse géochimique des sédiments carbonatés est prometteuse et nécessite un travail plus approfondi. Un échantillonnage plus fourni dans le Paléogène et dans le Crétacé permettrait d'affiner l'interprétation des données et d'avoir des évolutions à plus long terme.

PALÉOCLIMATOLOGIE, MODÉLISATION ET MOUSSONS PRÉCOCES

La méthode sclérochronologique développée dans cette thèse mériterait d'être appliquée sur d'autres huîtres à travers le domaine paratéthysien. Notamment, *Sokolowia buhsii* montre une extension très importante jusqu'en Europe. Une étude sclérochronologique des coquilles de *S. buhsii* permettrait de mieux contraindre l'évolution de la saisonnalité éocène à travers l'Eurasie.

Le modèle proposé en Partie IV permet d'avoir accès aux prédictions de précipitations et de température sous forme de cartes (Figure 9.1). L'exploitation de ces cartes affinerait notre interprétation du climat de l'Époque, au delà de notre zone d'étude.

Par ailleurs, le modèle est actuellement construit pour avoir des données d'océan ouvert. Il est toutefois possible d'adapter celui-ci pour les environnements peu profonds, comme l'était la Proto-Paratéthys. Ceci permettrait de modéliser plus précisément les variations en terme de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ par exemple.

Enfin, les données de température de surface et de salinité pour la Proto-Paratéthys apportent de nouvelles contraintes sur les propriétés de cette mer. Il serait intéressant d'incorporer les

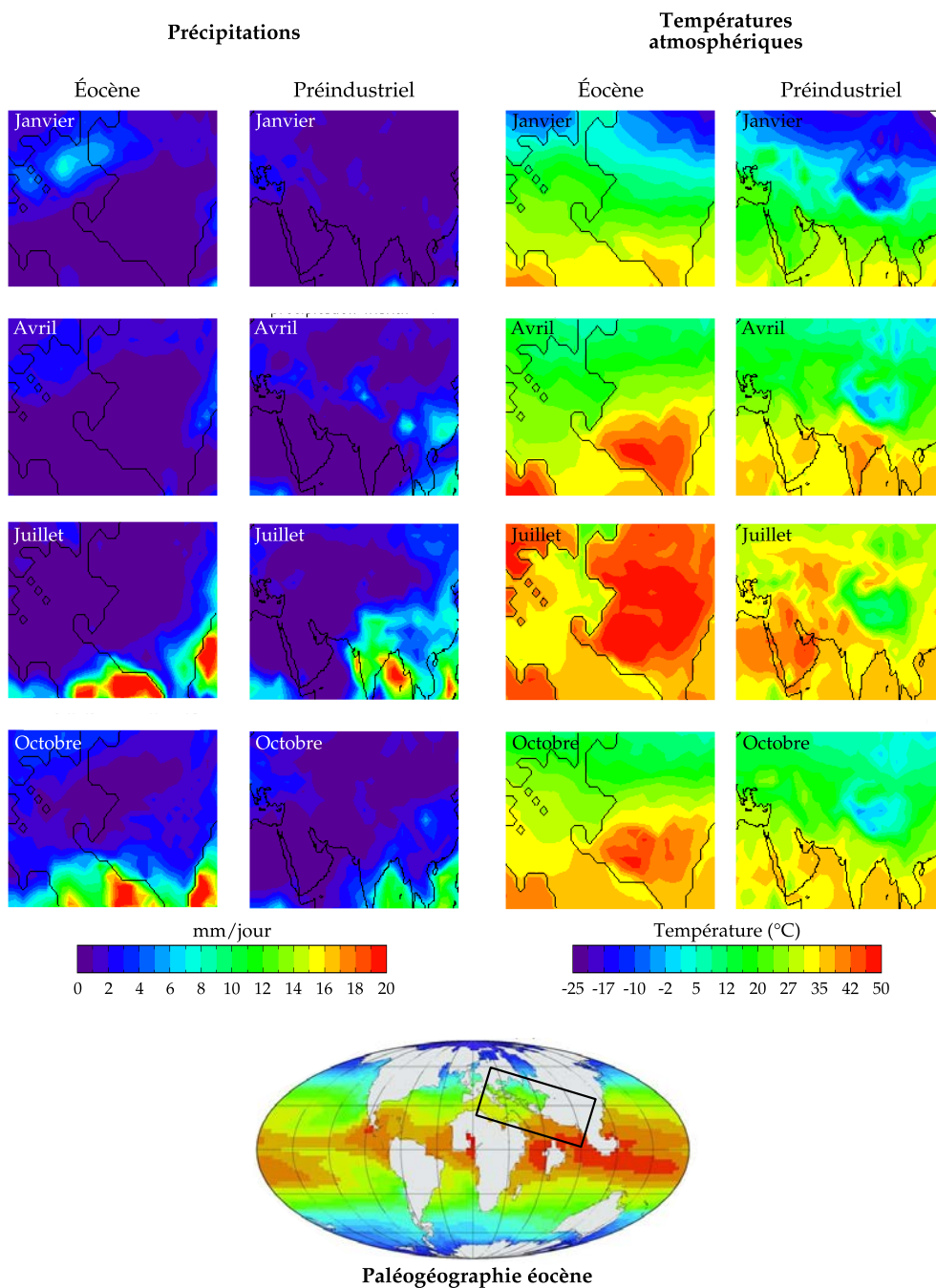


FIGURE 9.1 – Prédiction numérique des précipitations et températures atmosphériques à l'Éocène et dans l'actuel (temps préindustriel) grâce au modèle HadCM3. La position de l'aire géographique sélectionnée pour l'Éocène est indiquée sur le planisphère mondial.

résultats de cette thèse dans les modèles discutant de l'impact du retrait marin sur les climats asiatiques (RAMSTEIN et al., 1997 ; FLUTEAU et al., 1999 ; ZHANG et al., 2007a).

BIBLIOGRAPHIE

- ABELS, H., G. DUPONT-NIVET, G. XIAO, R. BOSBOOM et W. KRIJGSMAN (2010). « Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene-Oligocene Transition (EOT) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (cf. p. 37, 94, 144, 151).
- AGNINI, C., P. MACRÌ, J. BACKMAN, H. BRINKHUIS, E. FORNACIARI, L. GIUSBERTI, V. LUCIANI, D. RIO, A. SLUIJS et F. SPERANZA (2009). « An early Eocene carbon cycle perturbation at 52.5 Ma in the Southern Alps : Chronology and biotic response ». *Paleoceanography* 24.2. ISSN : 0883-8305 (cf. p. 199–200).
- AIGNER, T. (1982). « Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany) ». *Cyclic and event stratification*. Springer, p. 180–198 (cf. p. 69).
- AIZEN, V. B. et E. M. AIZEN (1994). « Features of regime and mass exchange of some glaciers on central Asia periphery ». *Bulletin of glacier research* 12, p. 9–14 (cf. p. 86).
- ALLEN, M. et H. ARMSTRONG (2012). « Reconciling the Intertropical Convergence Zone, Himalayan/Tibetan tectonics, and the onset of the Asian monsoon system ». *Journal of Asian Earth Sciences* 44, p. 36–47 (cf. p. 2, 31–35, 94, 144).
- AMIDON, W. H. et S. A. HYNEK (2010). « Exhumational history of the north central Pamir ». *Tectonics* 29.5 (cf. p. 18).
- AN, Z., J. E. KUTZBACH, W. L. PRELL et S. C. PORTER (2001). « Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times ». *Nature* 411.6833, p. 62–66 (cf. p. 36).
- ANDERSON, T. et M. ARTHUR (1983). « Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems ». *Stable isotopes in sedimentary geology* 10, p. 1–151 (cf. p. 52, 96, 109–111, 118, 133–135, 148–150, 215, 219–220).
- ARAGUÁS-ARAGUÁS, L., K. FROELICH et K. ROZANSKI (1998). « Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* (1984–2012) 103.D22, p. 28721–28742 (cf. p. 32–33, 86, 146–147, 150).
- ARMSTRONG, H. A. et M. B. ALLEN (2011). « Shifts in the Intertropical Convergence Zone, Himalayan exhumation, and late Cenozoic climate ». *Geology* 39.1, p. 11–14 (cf. p. 34).
- AVOUAC, J. et al. (2002). *Himalaya-Tibet : le choc des continents*. CNRS Editions (cf. p. 36).
- BAKER, C., J. EISCHEID, T. KARL et H. DIAZ (1995). « The quality control of long-term climatological data using objective data analysis ». *Preprints of AMS ninth conference on applied climatology*,

- Dallas, TX, p. 15–20. URL : <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.GCPS/.MONTHLY/.STATION/> (cf. p. 147).
- BARBIN, V. (2000). « Cathodoluminescence of carbonate shells : biochemical versus diagenetic process ». In : Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*, Berlin, Springer-Verlag, 303–329 (cf. p. 102, 106).
- BATENBURG, S. J., G.-J. REICHART, T. JILBERT, M. JANSE, F. P. WESSELINGH et W. RENEMA (2011). « Inter-annual climate variability in the Miocene : High resolution trace element and stable isotope ratios in giant clams ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 306.1, p. 75–81 (cf. p. 2, 95, 102, 159).
- BENTOV, S. et J. EREZ (2006). « Impact of biomineralization processes on the Mg content of foraminiferal shells : A biological perspective ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.1 (cf. p. 108).
- BERIZZI Quarto di Palo, A. (1970). « Paleogene pelecypods from Kataghan and Badakhshan (North-East Afganistan). Fossils of North-East Afganistan : Italian Expeditions to the Karakorum (K2), and Hindu Kush, IV/2 : Brill. » Desio, A. P. 161–240 (cf. p. 21, 100, 137).
- BERSHAW, J., C. N. GARZIONE, L. SCHOENBOHM, G. GEHRELS et L. TAO (2012). « Cenozoic evolution of the Pamir plateau based on stratigraphy, zircon provenance, and stable isotopes of foreland basin sediments at Oyttag (Wuyitake) in the Tarim Basin (west China) ». *Journal of Asian Earth Sciences* 44, p. 136–148 (cf. p. 17).
- BOOS, W. et Z. KUANG (2010). « Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating ». *Nature* 463.7278, p. 218–222 (cf. p. 1, 33, 94, 144).
- BORNEMANN, A., P. SCHULTE, J. SPRONG, E. STEURBAUT, M. YOUSSEF et R. SPEIJER (2009). « Latest Danian carbon isotope anomaly and associated environmental change in the southern Tethys (Nile Basin, Egypt) ». *Journal of Geological Society* 166.6, p. 1135. ISSN : 0016-7649 (cf. p. 198).
- BOSBOOM, R. (2013). « Paleogeography of the Central Asian proto-Paratethys Sea in the Eocene : Controlling mechanisms and paleoenvironmental impacts ». Thèse de doct. Utrecht University (cf. p. 20–24, 79–80).
- BOSBOOM, R., G. DUPONT-NIVET, A. HOUBEN, H. BRINKHUIS, G. VILLA, O. MANDIC, M. STOICA, W. ZACHARIASSE, Z. GUO et C. LI (2011). « Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, p. 385–398 (cf. p. 18, 21–22, 94–99, 112–114, 119–120).
- BOSBOOM, R., G. DUPONT-NIVET, O. MANDIC, J. PROUST et C. ORMUKOV (2014a). « Late Eocene paleogeography of the Proto-Paratethys Sea in Central Asia (NW China, S Kyrgyzstan and SW Tajikistan) ». *Geological Society of London Special Publications* (cf. p. 21, 73, 119–120, 146).
- BOSBOOM, R., G. DUPONT-NIVET, A. GROTHE, H. BRINKHUIS, G. VILLA, O. MANDIC, M. STOICA, W. HUANG, W. YANG, Z. GUO et W. KRIJGSMAN (2014b). « Linking Tarim Basin sea retreat (west China) and Asian aridification in the late Eocene ». *Basin Research* (cf. p. 21, 69–72, 81, 94–97, 119–120, 146–147).
- BOSBOOM, R., G. DUPONT-NIVET, A. GROTHE, H. BRINKHUIS, G. VILLA, O. MANDIC, M. STOICA, T. KOUWENHOVEN, W. HUANG, W. YANG et al. (2014c). « Timing, cause and impact of the late Eocene

- stepwise sea retreat from the Tarim Basin (west China) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (cf. p. 2, 18, 21, 69–72, 87, 119–120, 144–146).
- BOSBOOM, R. E., H. A. ABELS, C. HOORN, B. C. VAN DEN BERG, Z. GUO et G. DUPONT-NIVET (2014d). « Aridification in continental Asia after the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) ». *Earth and Planetary Science Letters* 389, p. 34–42 (cf. p. 144, 151).
- BOUGEOIS, L., M. de RAFÉLIS, G.-J. REICHART, L. J. de NOOIJER, F. NICOLLIN et G. DUPONT-NIVET (2014). « A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate Central Asian Middle Eocene seasonality ». *Chemical Geology* 363, p. 200–212 (cf. p. 91, 115, 118–119, 122–128, 133–134, 137, 145–146, 152, 219–220).
- BOURGET, E., H. BÉRARD et V. BROCK (1991). « Testing hypotheses concerning the formation of shell growth marks in marine Pelecypods ». *Canadian journal of zoology* 69.3, p. 535–546 (cf. p. 50).
- BOWEN, G., T. BRALOWER, M. DELANEY, G. DICKENS, D. KELLY, P. KOCH, L. KUMP, J. MENG, L. SLOAN, E. THOMAS et al. (2006). « Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming ». *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 87.17, p. 165–167 (cf. p. 191).
- BROCCOLI, A. et S. MANABE (1992). « The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climates ». *Journal of Climate* 5.11, p. 1181–1201 (cf. p. 86).
- BROOKFIELD, M. E. et A. HASHMAT (2001). « The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan) ». *Earth-Science Reviews* 55.1, p. 41–71 (cf. p. 10).
- BUICK, D. et L. IVANY (2004). « 100 years in the dark : Extreme longevity of Eocene bivalves from Antarctica ». *Geology* 32.10, p. 921 (cf. p. 2, 96, 110, 133).
- BURG, J. et G. CHEN (1984). « Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China ». *Nature* 311, p. 219–223 (cf. p. 15).
- BURTMAN, V. S. et P. H. MOLNAR (1993). *Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir*. T. 281. Geological Society of America (cf. p. 10, 18).
- BURTMAN, V. (2000). « Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir–Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene ». *Tectonophysics* 319.2, p. 69–92 (cf. p. 10, 17–18, 97, 120).
- BUTLER, P. G., A. D. WANAMAKER JR, J. D. SCOURSE, C. A. RICHARDSON et D. J. REYNOLDS (2011). « Long-term stability of $\delta^{13}\text{C}$ with respect to biological age in the aragonite shell of mature specimens of the bivalve mollusk *Arctica islandica* ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302.1, p. 21–30 (cf. p. 54, 130).
- CALDEIRA, K. et M. WICKETT (2003). « Anthropogenic carbon and ocean pH ». *Nature* 425.6956, p. 365 (cf. p. 187).
- CARRÉ, M., I. BENTALEB, O. BRUGUIER, E. ORDINOLA, N. T. BARRETT et M. FONTUGNE (2006). « Calcification rate influence on trace element concentrations in aragonitic bivalve shells : Evidences and mechanisms ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70.19, p. 4906–4920 (cf. p. 51, 107).
- CARROLL, M. et C. ROMANEK (2008). « Shell layer variation in trace element concentration for the freshwater bivalve *Elliptio complanata* ». *Geo-Marine Letters* 28.5, p. 369–381 (cf. p. 58, 107).

- CARTER, J., D. RHOADS et R. LUTZ (1980). « Selected mineralogical data for the bivalvia. Appendix 2 : bivalve shell mineralogy and microstructure, Part A ». *Skeletal Growth of Aquatic Organisms. Biological Records of Environmental Change. Plenum Press, New York*, p. 627–643 (cf. p. 47, 100).
- CARTER, J. G., C. R. ALTABA, L. ANDERSON, R. ARAUJO, A. S. BIAKOV, A. E. BOGAN, D. C. CAMPBELL, M. CAMPBELL, J.-h. CHEN, J. C. COPE et al. (2011). « A synoptical classification of the Bivalvia (Mollusca) ». *University of Kansas Paleontological Contributions*, (cf. p. 39–42, 122).
- CERLING, T. E., Y. WANG, J. QUADE et al. (1993). « Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene ». *Nature* 361.6410, p. 344–345 (cf. p. 36, 87).
- CERLING, T. E., J. M. HARRIS, B. J. MACFADDEN, M. G. LEAKEY, J. QUADE, V. EISENMANN et J. R. EHLERINGER (1997). « Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary ». *Nature* 389.6647, p. 153–158 (cf. p. 36, 80, 87).
- CHAKRABORTY, A, R. NANJUNDIAH et J SRINIVASAN (2002). « Role of Asian and African orography in Indian summer monsoon ». *Geophysical research letters* 29.20, p. 50–1 (cf. p. 34).
- CHAN, P., J. HALFAR, B. WILLIAMS, S. HETZINGER, R. STENECK, T. ZACK et D. JACOB (2011). « Freshening of the Alaska Coastal Current recorded by coralline algal Ba/Ca ratios ». *Journal of Geophysical Research* 116.G1, G01032. ISSN : 0148-0227 (cf. p. 227).
- CHAO, W. C. et B. CHEN (2001). « The origin of monsoons ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 58.22, p. 3497–3507 (cf. p. 34).
- CHEN, S. F., C. WILSON, Q. D. DENG, X. L. ZHAO et L. L. ZHI (1994). « Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau ». *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)* 99.B12, p. 24025–24038 (cf. p. 11).
- CHOU, C (2003). « Land–sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon ». *Climate Dynamics* 21.1, p. 11–25 (cf. p. 32).
- CLARK, G. R. (1974). « Growth lines in invertebrate skeletons ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 2, p. 77–99 (cf. p. 50).
- CLARK, M. K., K. A. FARLEY, D. ZHENG, Z. WANG et A. R. DUVAL (2010). « Early Cenozoic faulting of the northern Tibetan Plateau margin from apatite (U–Th)/He ages ». *Earth and Planetary Science Letters* 296.1, p. 78–88 (cf. p. 17–18, 94, 97).
- CLEMENS, S. C. et W. L. PRELL (2007). « The timing of orbital-scale Indian monsoon changes ». *Quaternary Science Reviews* 26.3, p. 275–278 (cf. p. 34).
- CLIFT, P., K. HODGES, D. HESLOP, R. HANNIGAN, H. VAN LONG et G. CALVES (2008). « Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity ». *Nature Geoscience* 1.12, p. 875–880 (cf. p. 1, 94, 144).
- CLIFT, P. D. et R. A. PLUMB (2008). *The Asian monsoon : causes, history and effects*. T. 288. Cambridge University Press Cambridge (cf. p. 16).
- COCCIONI, R., F. FRONTALINI, G. BANCALÀ, E. FORNACIARI, L. JOVANE et M. SPROVIERI (2010). « The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy) : Global implications, environmental effects, and cause (s) ». *Earth and Planetary Science Letters*. ISSN : 0012-821X (cf. p. 197–198).
- COJAN, I. et M. RENARD (2006). « Sédimentologie-2ème édition ». *Ed. Dunod* (cf. p. 62, 66).

- COPELAND, P., T MARK HARRISON, W. e. a. KIDD, X. RONGHUA et Z. YUQUAN (1987). « Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision ». *Earth and Planetary Science Letters* 86.2, p. 240–252 (cf. p. 15).
- COWGILL, E. (2010). « Cenozoic right-slip faulting along the eastern margin of the Pamir salient, northwestern China ». *Geological Society of America Bulletin* 122.1-2, p. 145–161 (cf. p. 18, 97, 113, 150).
- CRAIG, H. (1965). « The measurement of oxygen isotope paleotemperatures ». *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, p. 161–182 (cf. p. 52, 110).
- DARDENNE, M. (1967). « Etude expérimentale de la distribution du zinc dans les carbonates de calcium ». *Bulletin BRGM* 5, p. 75–110 (cf. p. 55).
- DAYEM, K. E., P. MOLNAR, M. K. CLARK et G. A. HOUSEMAN (2009). « Far-field lithospheric deformation in Tibet during continental collision ». *Tectonics* 28.6 (cf. p. 16).
- DE BOER, P. L., A. VAN GELDER et S.-D. NIO (1988). *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D. Reidel Publishing Co., Hingham, MA (cf. p. 66).
- DE GRAVE, J., S. GLORIE, A. RYABININ, F. ZHIMULEV, M. BUSLOV, A. IZMER, M. ELBURG, F. VANHAECKE et al. (2012). « Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan : Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin ». *Journal of Asian Earth Sciences* 44, p. 149–168 (cf. p. 17).
- DE RAFÉLIS, M., M. RENARD, L. EMMANUEL et C. DURLET (2000). « Contribution of cathodoluminescence to the knowledge of manganese speciation into pelagic limestones. Determination of the control of sea-level variations on third-order sequences during the Upper Jurassic. » *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science* 330.6, p. 391–398 (cf. p. 102, 123).
- DERCOURT, J., L.-E. RICOU et B. VRIELYNCK (1993). *Atlas Tethys, Paleoenvironmental Maps : Explanatory Notes*. Gauthier-Villars (cf. p. 18, 94, 97, 120).
- DETTMAN, D. L., A. K. REISCHE et K. C. LOHMANN (1999). « Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (Unionidae) ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63.7, p. 1049–1057 (cf. p. 55).
- DEWEY, J. F., R. M. SHACKLETON, C. CHENGFA et S. YIYIN (1988). « The tectonic evolution of the Tibetan Plateau ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 327.1594, p. 379–413 (cf. p. 13).
- DICKENS, G., J. O'NEIL, D. REA et R. OWEN (1995). « Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene ». *Paleoceanography* 10.6, p. 965–971. ISSN : 0883-8305 (cf. p. 192–194, 197).
- DICKSON, J. et M. COLEMAN (1980). « Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis ». *Sedimentology* 27.1, p. 107–118 (cf. p. 83).

- DING, L., Q. XU, Y. YUE, H. WANG, F. CAI et S. LI (2014). « The Andean-type Gangdese Mountains : Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin ». *Earth and Planetary Science Letters* 392, p. 250–264 (cf. p. 16, 150).
- DODD, J. (1965). « Environmental control of strontium and magnesium in *Mytilus* ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29.5, p. 385–398 (cf. p. 108, 118).
- DOTT, R. et J. BOURGEOIS (1983). « Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences : Discussion and reply ». *Geological Society of America Bulletin* 94.10, p. 1249–1251 (cf. p. 68).
- DOWSETT, H. J., J. A. BARRON, R. Z. POORE, R. S. THOMPSON, T. M. CRONIN, S. E. ISHMAN et D. A. WILLARD (1999). *Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction : PRISM2*. US Department of the Interior, US Geological Survey (cf. p. 95).
- DUFOUR, E., T. HÖÖK, W. PATTERSON et E. RUTHERFORD (2008). « High-resolution isotope analysis of young alewife *Alosa pseudoharengus* otoliths : assessment of temporal resolution and reconstruction of habitat occupancy and thermal history ». *Journal of Fish Biology* 73.10, p. 2434–2451 (cf. p. 227).
- DUMITRU, T. A., D. ZHOU, E. Z. CHANG, S. A. GRAHAM, M. S. HENDRIX, E. R. SOBEL et A. R. CARROLL (2001). « Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan ». *Memoirs-Geological Society of America*, p. 71–100 (cf. p. 17, 80).
- DUPONT-NIVET, G., W. KRIJGSMAN, C. LANGEREIS, H. ABELS, S. DAI et X. FANG (2007). « Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene–Oligocene transition ». *Nature* 101, p. 45 (cf. p. 94, 144, 151).
- DUPONT-NIVET, G., C. HOORN et M. KONERT (2008). « Tibetan uplift prior to the Eocene–Oligocene climate transition : Evidence from pollen analysis of the Xining Basin ». *Geology* 36.12, p. 987 (cf. p. 37, 94).
- EBLE, A. F. et R. SCRO (1996). « General anatomy ». *The eastern oyster *Crassostrea virginica**. Maryland Sea Grant College, College Park, Maryland, p. 19–73 (cf. p. 45).
- ELDERFIELD, H. et G. GANSSSEN (2000). « Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios ». *Nature* 405.1, p. 442–445 (cf. p. 91, 96, 115, 118).
- ELLIOT, M., K. WELSH, C. CHILCOTT, M. McCULLOCH, J. CHAPPELL et B. AYLING (2009). « Profiles of trace elements and stable isotopes derived from giant long-lived *Tridacna gigas* bivalves : Potential applications in paleoclimate studies ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280.1, p. 132–142 (cf. p. 2, 102, 159).
- EPSTEIN, S., R. BUCHSBAUM, H. LOWENSTAM et H. UREY (1951). « Carbonate-water isotopic temperature scale ». *Geological Society of America Bulletin* 62.4, p. 417 (cf. p. 52, 110).
- FAIRBANKS, R., M. EVANS, J. RUBENSTONE, R. MORTLOCK, K. BROAD, M. MOORE et C. CHARLES (1997). « Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals ». *Coral Reefs* 16.1, S93–S100 (cf. p. 111–112, 148–149, 219–220).
- FAN, C, P KOENIGER, H WANG et M FRECHEN (2011). « Ligamental increments of the mid-Holocene Pacific oyster *Crassostrea gigas* are reliable independent proxies for seasonality in the western Bohai Sea, China ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299.3, p. 437–448 (cf. p. 96).

- FIELDING, E. J. (1996). « Tibet uplift and erosion ». *Tectonophysics* 260.1, p. 55–84 (cf. p. 15).
- FLUTEAU, F., G. RAMSTEIN et J. BESSE (1999). « Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model ». *Journal of Geophysical Research* 104.D10, p. 11995–12 (cf. p. 2, 32–36, 94, 144, 161).
- FRANCE-LANORD, C. et L. A. DERRY (1994). « $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon in the Bengal Fan : Source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon to marine sediments ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58.21, p. 4809–4814 (cf. p. 36).
- FRANCE-LANORD, C., L. DERRY et A. MICHARD (1993). « Evolution of the Himalaya since Miocene time : isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan ». *Geological Society, London, Special Publications* 74.1, p. 603–621 (cf. p. 36).
- FREITAS, P., L. CLARKE, H. KENNEDY, C. RICHARDSON et F. ABRANTES (2005). « Mg/Ca, Sr/Ca, and stable-isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) ratio profiles from the fan mussel *Pinna nobilis* : Seasonal records and temperature relationships ». *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6.4, Q04D14 (cf. p. 55–58, 95, 107–108, 115, 118–119).
- FREITAS, P. S., L. J. CLARKE, H. KENNEDY et C. A. RICHARDSON (2012). « The potential of combined Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ measurements within the shell of the bivalve *Pecten maximus* to estimate seawater $\delta^{18}\text{O}$ composition ». *Chemical Geology* 291, p. 286–293 (cf. p. 56–57, 107–109, 115, 118–119, 159).
- FREITAS, P., L. CLARKE, H. KENNEDY, C. RICHARDSON et F. ABRANTES (2006). « Environmental and biological controls on elemental (Mg/Ca, Sr/Ca and Mn/Ca) ratios in shells of the king scallop *Pecten maximus* ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70.20, p. 5119–5133 (cf. p. 56–57, 108, 115, 118–119).
- FREITAS, P., L. CLARKE, H. KENNEDY et C. RICHARDSON (2008). « Inter-and intra-specimen variability masks reliable temperature control on shell Mg/Ca ratios in laboratory and field cultured *Mytilus edulis* and *Pecten maximus* (bivalvia) ». *Biogeosciences Discussions* 5.1 (cf. p. 57, 119, 137).
- FREITAS, P., L. CLARKE, H. KENNEDY et C. RICHARDSON (2009). « Ion microprobe assessment of the heterogeneity of Mg/Ca, Sr/Ca and Mn/Ca ratios in *Pecten maximus* and *Mytilus edulis* (bivalvia) shell calcite precipitated at constant temperature. » *Biogeosciences Discussions* 6.1 (cf. p. 58, 115, 118–119).
- FRIEDMAN, I. et J. R. O'NEIL (1977). *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. T. 440. USGPO (cf. p. 52).
- FRY, B. (1996). « $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation by marine diatoms ». *Marine Ecology Progress Series* 134, p. 283–294 (cf. p. 54).
- GALEOTTI, S., S. KRISHNAN, M. PAGANI, L. LANCI, A. GAUDIO, J. ZACHOS, S. MONECHI, G. MORELLI et L. LOURENS (2010). « Orbital chronology of Early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy ». *Earth and Planetary Science Letters* 290.1-2, p. 192–200. ISSN : 0012-821X (cf. p. 200).
- GAMBOA, G., J. HALFAR, S. HETZINGER, W. ADEY, T. ZACK, B. KUNZ et D. JACOB (2010). « Mg/Ca ratios in coralline algae record northwest Atlantic temperature variations and North Atlantic

- Oscillation relationships ». *Journal of Geophysical Research* 115.C12, p. C12044. ISSN : 0148-0227 (cf. p. 227).
- GARZIONE, C., M. IKARI et A. BASU (2005). « Source of Oligocene to Pliocene sedimentary rocks in the Linxia basin in northeastern Tibet from Nd isotopes : Implications for tectonic forcing of climate ». *Geological Society of America Bulletin* 117.9-10, p. 1156–1166 (cf. p. 94).
- GEKKER, R., A. OSIPOVA et G. BELSKAYA (1962). « Ferganskyi zaliv paleogenovogo mopya srednei Azii. Ego istoriya, osadki, fauna, flora, usloviya ich obitaniya i razvitiya. » *Akademiya Nauk SSSR* (cf. p. 73).
- GILLIKIN, D. P., A. LORRAIN, L. MENG et F. DEHAIRS (2007). « A large metabolic carbon contribution to the $\delta^{13}\text{C}$ record in marine aragonitic bivalve shells ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71.12, p. 2936–2946 (cf. p. 54–55).
- GILLIKIN, D., F. DE RIDDER, H. ULENS, M. ELSKENS, E. KEPPENS, W. BAEYENS et F. DEHAIRS (2005). « Assessing the reproducibility and reliability of estuarine bivalve shells (*Saxidomus giganteus*) for sea surface temperature reconstruction : Implications for paleoclimate studies ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228.1, p. 70–85 (cf. p. 110–112, 133, 148–149, 219–220).
- GINGERICH, P. (2006). « Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum ». *Trends in Ecology & Evolution* 21.5, p. 246–253. ISSN : 0169-5347 (cf. p. 191).
- GIRARDEAU, J., J. MARCOUX, C. ALLÈGRE, J. P. BASSOULET, T. YOUKING, X. XUCHANG, Z. YOUGONG et W. XIBIN (1984). « Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao Ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet ». *Nature* 307, p. 27–31 (cf. p. 13).
- GOODWIN, D. H., K. W. FLESSA, B. R. SCHÖNE et D. L. DETTMAN (2001). « Cross-calibration of daily growth increments, stable isotope variation, and temperature in the Gulf of California bivalve mollusk *Chione cortezi* : implications for paleoenvironmental analysis ». *Palaios* 16.4, p. 387–398 (cf. p. 100, 113, 122).
- GOODWIN, D. H., B. R. SCHÖNE et D. L. DETTMAN (2003). « Resolution and fidelity of oxygen isotopes as paleotemperature proxies in bivalve mollusk shells : Models and observations ». *Palaios* 18.2, p. 110–125 (cf. p. 2, 100, 107, 118, 122).
- GOODWIN, D. H., A. N. COHEN et P. D. ROOPNARINE (2010). « Forensics on the half shell : a sclerochronological investigation of a modern biological invasion in San Francisco Bay, United States ». *Palaios* 25.11, p. 742–753 (cf. p. 53, 56, 112, 149).
- GOODWIN, D., D. GILLIKIN et P. ROOPNARINE (2012). « Preliminary evaluation of potential stable isotope and trace element productivity proxies in the oyster *Crassostrea gigas* ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (cf. p. 47, 54, 57, 91, 100, 112, 122, 149, 160).
- GORDON, C., C. COOPER, C. A. SENIOR, H. BANKS, J. M. GREGORY, T. C. JOHNS, J. F. MITCHELL et R. A. WOOD (2000). « The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments ». *Climate Dynamics* 16.2-3, p. 147–168 (cf. p. 151).
- GORDON, J et M. R. CARRIKER (1978). « Growth lines in a bivalve mollusk : subdaily patterns and dissolution of the shell ». *Science* 202.4367, p. 519–521 (cf. p. 50).

- GRAHAM, S. A., C. P. CHAMBERLAIN, Y. YUE, B. D. RITTS, A. D. HANSON, T. W. HORTON, J. R. WALDBAUER, M. A. POAGE et X FENG (2005). « Stable isotope records of Cenozoic climate and topography, Tibetan plateau and Tarim basin ». *American Journal of Science* 305.2, p. 101–118 (cf. p. 80).
- GREWINGK (1853). « Die geognostischen und geographischen Verhältnisse des nordlichen Persiens. » *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg*, p. 97–245 (cf. p. 21, 100, 137).
- GROSSMAN, E. L. et T.-L. KU (1986). « Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite : temperature effects ». *Chemical Geology : Isotope Geoscience Section* 59, p. 59–74 (cf. p. 54, 118).
- GROTTOLI, A. G. et C. M. EAKIN (2007). « A review of modern coral $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ proxy records ». *Earth-Science Reviews* 81.1, p. 67–91 (cf. p. 118, 227).
- GUILLOT, S. et A. REPLUMAZ (2013). « Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau ». *Bulletin de la Societe Geologique de France* 184.3, p. 199–223 (cf. p. 7–8, 11).
- GUO, Z., W. F. RUDDIMAN, Q. HAO, H. WU, Y. QIAO, R. X. ZHU, S. PENG, J. WEI, B. YUAN et T. LIU (2002). « Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China ». *Nature* 416.6877, p. 159–163 (cf. p. 36).
- GUO, Z., B SUN, Z. ZHANG, S. PENG, G. XIAO, J. GE, Q. HAO, Y. QIAO, M. LIANG, J. LIU et al. (2008). « A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. » *Climate of the Past* 4.3 (cf. p. 36–37, 136–137).
- HABERMANN, D. (2002). « Quantitative cathodoluminescence (CL) spectroscopy of minerals : possibilities and limitations ». *Mineralogy and Petrology* 76.3, p. 247–259 (cf. p. 102, 123).
- HAHN, D. et S. MANABE (1975). « The role of mountains in the south Asian monsoon circulation ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 32.8, p. 1515–1541 (cf. p. 1, 33, 86, 94, 144).
- HALFAR, J., T. ZACK, A. KRONZ et J. ZACHOS (2000). « Growth and high-resolution paleoenvironmental signals of rhodoliths (coralline red algae) : A new biogenic archive ». *Journal of Geophysical Research* 105.C9, p. 22107. ISSN : 0148-0227 (cf. p. 227).
- HALFAR, J., R. STENECK, M. JOACHIMSKI, A. KRONZ et A. WANAMAKER (2008). « Coralline red algae as high-resolution climate recorders ». *Geology* 36.6, p. 463. ISSN : 0091-7613 (cf. p. 118, 227).
- HALFAR, J., S. HETZINGER, W. ADEY, T. ZACK, G. GAMBOA, B. KUNZ, B. WILLIAMS et D. JACOB (2010). « Coralline algal growth-increment widths archive North Atlantic climate variability ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. ISSN : 0031-0182 (cf. p. 227).
- HALL JR, C. A. (1964). « Shallow-water marine climates and molluscan provinces ». *Ecology*, p. 226–234 (cf. p. 41).
- HANDFORD, C. R. (1986). « Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates—Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas ». *Journal of Sedimentary Research* 56.1 (cf. p. 69).
- HAQ, B. U., J. HARDENBOL et P. R. VAIL (1987). « Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic ». *Science* 235.4793, p. 1156–1167 (cf. p. 69).
- HARMS, J. C. (1982). « Fluvial deposits and facies models » (cf. p. 62).

- HARRIS, N. (2006). « The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241.1, p. 4–15 (cf. p. 16–17, 97).
- HARRISON, T. M., P. COPELAND, W. KIDD et A. YIN (1992). « Raising tibet ». *Science* 255.5052, p. 1663–1670 (cf. p. 15).
- HATHORNE, E. C., R. H. JAMES, P. SAVAGE et O. ALARD (2008). « Physical and chemical characteristics of particles produced by laser ablation of biogenic calcium carbonate ». *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 23.2, p. 240–243 (cf. p. 102).
- HEILBRONN, G. (2014). « Evolution paléogéographique et paléotopographique du Tian Shan Chinois au Mésozoïque ». Thèse de doct. Université de Rennes 1 (cf. p. 79).
- HENDRICKS, M., D. DEPAOLO et R. COHEN (2000). « Space and time variation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation : Can paleotemperature be estimated from ice cores ? » *Global Biogeochemical Cycles* 14.3, p. 851–861 (cf. p. 17).
- HENDRIX, M. S., S. A. GRAHAM, A. R. CARROLL, E. R. SOBEL, C. L. MCKNIGHT, B. J. SCHULEIN et Z. WANG (1992). « Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China ». *Geological Society of America Bulletin* 104.1, p. 53–79 (cf. p. 10).
- HENNIG, A. (1915). « Zur Petrographie und Geologie von Sudwest Tibet ». *Hedin, S., ed., Southern Tibet, volume 5 : Stockholm, Norstedt*, p. 220 (cf. p. 15).
- HETZINGER, S., J. HALFAR, A. KRONZ, R. STENECK, W. ADEY, P. LEBEDNIK et B. SCHÖNE (2009). « High-resolution Mg/Ca ratios in a coralline red alga as a proxy for Bering Sea temperature variations from 1902 To 1967 ». *Palaios* 24.6, p. 406. ISSN : 0883-1351 (cf. p. 227).
- HETZINGER, S., J. HALFAR, T. ZACK, G. GAMBOA, D. JACOB, B. KUNZ, A. KRONZ, W. ADEY, P. LEBEDNIK et R. STENECK (2011). « High-resolution analysis of trace elements in crustose coralline algae from the North Atlantic and North Pacific by laser ablation ICP-MS ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. ISSN : 0031-0182 (cf. p. 227).
- HONG, W., E. KEPPENS, P. NIELSEN et A. van RIET (1995). « Oxygen and carbon isotope study of the Holocene oyster reefs and paleoenvironmental reconstruction on the northwest coast of Bohai Bay, China ». *Marine Geology* 124.1, p. 289–302 (cf. p. 55).
- HOORN, C., J. STRAATHOF, H. A. ABELS, Y. XU, T. UTESCHER et G. DUPONT-NIVET (2012). « A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 344–345.0, p. 16–38 (cf. p. 94).
- HUBER, M. et A. GOLDNER (2012). « Eocene monsoons ». *Journal of Asian Earth Sciences* 44, p. 3–23 (cf. p. 2, 37, 94, 142–145, 149–150, 156).
- HUTCHINS, L. W. (1947). « The bases for temperature zonation in geographical distribution ». *Ecological Monographs*, p. 325–335 (cf. p. 41).
- IVANY, L., W. PATTERSON et K. LOHMANN (2000). « Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary ». *Nature* 407.1, p. 887–890 (cf. p. 2, 96, 118, 133).
- IVANY, L., B. WILKINSON, K. LOHMANN, E. JOHNSON, B. MCELROY et G. COHEN (2004). « Intra-annual isotopic variation in *Venericardia* bivalves : implications for early Eocene temperature,

- seasonality, and salinity on the US Gulf Coast ». *Journal of Sedimentary Research* 74.1, p. 7 (cf. p. 53, 96, 110, 133).
- JAMES, N. P. et R. W. DALRYMPLE (2010). *Facies models*. Geolog. Assoc. of Canada (cf. p. 62, 66, 79).
- JOHNSON, K. R. et B. L. INGRAM (2004). « Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China : implications for paleoclimate reconstructions ». *Earth and Planetary Science Letters* 220.3, p. 365–377 (cf. p. 32).
- JOLIVET, M., M. BRUNEL, D. SEWARD, Z. XU, J. YANG, F. ROGER, P. TAPPONNIER, J. MALAVIEILLE, N. ARNAUD et C. WU (2001). « Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau : fission-track constraints ». *Tectonophysics* 343.1, p. 111–134 (cf. p. 15–18, 97).
- JOLIVET, M., S. DOMINGUEZ, J. CHARREAU, Y. CHEN, Y. LI et Q. WANG (2010). « Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan : Reactivated tectonic structures and active deformation ». *Tectonics* 29.6, TC6019 (cf. p. 113).
- JOLIVET, M., F. ROGER, N. ARNAUD, M. BRUNEL, P. TAPPONNIER et D. SEWARD (1999). « Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan : indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 329.10, p. 749–755 (cf. p. 97).
- JOLIVET, M., T. DE BOISGROLLIER, C. PETIT, M. FOURNIER, V. SANKOV, J.-C. RINGENBACH, L. BYZOV, A. MIROSHNICHENKO, S. N. KOVALENKO et S. ANISIMOVA (2009). « How old is the Baikal Rift Zone ? Insight from apatite fission track thermochronology ». *Tectonics* 28.3 (cf. p. 14).
- JOLIVET, M., G. HEILBRONN, C. ROBIN, L. BARRIER, S. BOURQUIN, Z. GUO, Y. JIA, L. GUERIT, W. YANG, B. FU et al. (2013). « Reconstructing the Late Palaeozoic-Mesozoic topographic evolution of the Chinese Tian Shan : available data and remaining uncertainties ». *Advances in Geosciences* 37, p. 7–18 (cf. p. 10–12).
- JONES, D. S. et I. R. QUITMYER (1996). « Marking time with bivalve shells : oxygen isotopes and season of annual increment formation ». *Palaios* 11.4, p. 340–346 (cf. p. 50).
- KAPP, P., M. A. MURPHY, A. YIN, T. M. HARRISON, L. DING et J. GUO (2003a). « Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet ». *Tectonics* 22.4 (cf. p. 13).
- KAPP, P., A. YIN, C. E. MANNING, T. M. HARRISON, M. H. TAYLOR et L. DING (2003b). « Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet ». *Tectonics* 22.4 (cf. p. 15).
- KAPP, P., A. YIN, T. M. HARRISON et L. DING (2005). « Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet ». *Geological Society of America Bulletin* 117.7-8, p. 865–878 (cf. p. 13).
- KENNETT, J. et L. STOTT (1991). « Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene ». *Nature* 353.6341, p. 225–229. ISSN : 0028-0836 (cf. p. 29, 188–191).
- KENT-CORSON, M. L., B. D. RITTS, G. ZHUANG, P. M. BOVET, S. A. GRAHAM et C. PAGE CHAMBERLAIN (2009). « Stable isotopic constraints on the tectonic, topographic, and climatic evolution of the northern margin of the Tibetan Plateau ». *Earth and Planetary Science Letters* 282.1, p. 158–166 (cf. p. 80, 84–86).

- KHIM, B.-K., D. E. KRANTZ et J. BRIGHAM-GRETTE (2001). « Stable isotope profiles of last interglacial (Pelukian Transgression) mollusks and paleoclimate implications in the Bering Strait region ». *Quaternary Science Reviews* 20.1, p. 463–483 (cf. p. 54).
- KIRBY, M. X., T. M. SONIAT et H. J. SPERO (1998). « Stable isotope sclerochronology of Pleistocene and Recent oyster shells (*Crassostrea virginica*) ». *Palaios* 13.6, p. 560–569 (cf. p. 47, 52, 55, 91, 133).
- KIRBY, M. (2000). « Paleoecological differences between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* oysters, as revealed by stable isotope sclerochronology ». *Palaios* 15.2, p. 132–141 (cf. p. 2, 47, 55, 91, 95, 100, 103, 122).
- KLEIN, R., K. LOHMANN et C. THAYER (1996). « Bivalve skeletons record sea-surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ via Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios ». *Geology* 24.5, p. 415–418 (cf. p. 57, 95, 115, 118).
- KREISA, R. D. (1981). « Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia ». *Journal of Sedimentary Research* 51.3 (cf. p. 69).
- KUTZBACH, J., W. PRELL et W. F. RUDDIMAN (1993). « Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau ». *The Journal of Geology*, p. 177–190 (cf. p. 86).
- LAN, X et J WEI (1995). « Late Cretaceous–early Tertiary marine bivalve fauna from the western Tarim Basin » (cf. p. 18–22, 61, 69–78, 99, 120, 137, 147).
- LAN, X. (1997). « Paleogene bivalve communities in the Western Tarim Basin and their paleoenvironmental implications ». *Paleoworld* 7, p. 137–157 (cf. p. 21, 61, 69–78, 99, 113, 120, 136, 147).
- LANGLET, D., M. ALUNNO-BRUSCIA, M. de RAFÉLIS, M. RENARD, M. ROUX, E. SCHEIN, D. BUESTEL et al. (2006). « Experimental and natural manganese-induced cathodoluminescence in the shell of the Japanese oyster *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793) from Thau Lagoon (Hérault, France) : ecological and environmental implications ». *Marine Ecology-Progress Serie* 317, p. 143–156 (cf. p. 91, 102, 106).
- LANGLET, D. (2002). « Enregistrement haute fréquence des conditions environnementales par les tests de bivalves : application des techniques de marquage, cathodoluminescence et chimie à l’huître *Crassostrea gigas* de l’Etang de Thau (Hérault, France) ». Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie (cf. p. 50, 91, 123).
- LARTAUD, F. (2007). « Les fluctuations haute fréquence de l’environnement au cours des temps géologiques : mise au point d’un modèle de référence actuel sur l’enregistrement des contrastes saisonniers dans l’Atlantique nord ». Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie (cf. p. 44–51, 56, 130).
- LARTAUD, F., D. LANGLET, M. de RAFÉLIS, L. EMMANUEL et M. RENARD (2006). « Mise en évidence de rythmicité saisonnière dans la coquille des huîtres fossiles *Crassostrea aginensis* Tournouer, 1914 (Aquitainien) et *Ostrea bellovacina* Lamarck, 1806 (Thanétien). Approche par cathodoluminescence et par sclérochronologie ». *Geobios* 39.6, p. 845–852 (cf. p. 2, 57, 91, 102–103, 126).

- LARTAUD, F., M. de RAFÉLIS, M. ROBERT, L. EMMANUEL, P. GEAIRON et M. RENARD (2010a). « Mn labelling of living oysters : Artificial and natural cathodoluminescence analyses as a tool for age and growth rate determination of *C. gigas* (Thunberg, 1793) shells ». *Aquaculture* 300.1, p. 206–217 (cf. p. 47, 57, 91, 96, 100–102, 106, 122–123, 126).
- LARTAUD, F., L. EMMANUEL, M. DE RAFELIS, S. POUVREAU et M. RENARD (2010b). « Influence of food supply on the $\delta^{13}\text{C}$ signature of mollusc shells : implications for palaeoenvironmental reconstitutions ». *Geo-Marine Letters* 30.1, p. 23–34 (cf. p. 54–55, 91, 130).
- LE GRANDE, A. N. et G. A. SCHMIDT (2006). « Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater ». *Geophysical Research Letters* 33.12 (cf. p. 111–112, 148–149, 219–220).
- LEA, D. W., T. A. MASHIOTTA et H. J. SPERO (1999). « Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63.16, p. 2369–2379 (cf. p. 115).
- LEA, D. (2003). « Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures ». *The Oceans and Marine Geochemistry, Elsevier-Pergamon, Oxford*, p. 365–390 (cf. p. 109).
- LEAR, C. H., Y. ROSENTHAL et N. SLOWEY (2002). « Benthic foraminiferal Mg/Ca-paleothermometry : A revised core-top calibration ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66.19, p. 3375–3387 (cf. p. 115).
- LEAR, C. H., H. ELDERFIELD et P. WILSON (2000). « Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite ». *Science* 287.5451, p. 269–272 (cf. p. 56, 91, 96, 118).
- LEE, K.-S., J.-M. KIM, D.-R. LEE, Y. KIM et D. LEE (2007). « Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes ». *Journal of hydrology* 345.3, p. 199–211 (cf. p. 17).
- LICHT, A., M. van CAPPELLE, H. A. ABELS, J.-B. LADANT, J. TRABUCHO-ALEXANDRE, C. FRANCE-LANORD, Y. DONNADIEU, J. VANDENBERGHE, T. RIGAUDIER, C. LÉCUYER, D. TERRY JR, R. ADRIAENS, A. BOURA, Z. GUO, A. N. SOE, Z. QUADE, G. DUPONT-NIVET et J.-J. JAEGER (2014). « Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world ». *Nature Geosciences* (cf. p. 2, 37, 121, 142–145, 149–151, 156).
- LIU, Y., G. WU, J. HONG, B. DONG, A. DUAN, Q. BAO et L. ZHOU (2012). « Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing : II. Change ». *Climate dynamics* 39.5, p. 1183–1195 (cf. p. 34, 150).
- LORRAIN, A., Y.-M. PAULET, L. CHAUVAUD, R. DUNBAR, D. MUCCIARONE et M. FONTUGNE (2004). « $\delta^{13}\text{C}$ variation in scallop shells : Increasing metabolic carbon contribution with body size ? ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68.17, p. 3509–3519 (cf. p. 55).
- LOUGH, J. (2010). « Climate records from corals ». *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change* 1.3, p. 318–331 (cf. p. 56, 118).
- LOURENS, L., A. SLUIJS, D. KROON, J. ZACHOS, E. THOMAS, U. RÖHL, J. BOWLES et I. RAFFI (2005). « Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events ». *Nature* 435.7045, p. 1083–1087 (cf. p. 197–200).

- LUTZ, R. A. et D. C. RHOADS (1980). « Growth patterns within the molluscan shell. An overview », p. 203–254 (cf. p. 50).
- MACHEL, H., R. MASON, A. MARIANO et A. MUCCI (1991). « Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite » (cf. p. 102, 106, 123).
- MAO, S. et G. NORRIS (1988). « Late Cretaceous-early Tertiary dinoflagellates and acritarchs from the Kashi area, Tarim Basin, Xinjiang Province, China ». *Royal Ontario Museum* (cf. p. 21–22, 120).
- MARKWICK, P. J. et P. J. VALDES (2004). « Palaeo-digital elevation models for use as boundary conditions in coupled ocean–atmosphere GCM experiments : a Maastrichtian (late Cretaceous) example ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213.1, p. 37–63 (cf. p. 151).
- MASCLE, G., A. PECHER, S. GUILLOT et al. (2010). « Himalaya-Tibet : la collision continental Inde-Eurasie » (cf. p. 7, 13–15).
- MASHIOTTA, T. A., D. W. LEA et H. J. SPERO (1999). « Glacial–interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg ». *Earth and Planetary Science Letters* 170.4, p. 417–432 (cf. p. 115).
- MATTAUER, M., J. MALAVIEILLE, S. CALASSOU, J. LANCELOT, F. ROGER, H. ZIWEN, X. ZHIQIN et H. LIWEI (1992). « La chaîne triasique de Songpan-Garze (ouest Sechuan et est Tibet) : Une chaîne de plissement-décollement sur marge passive ». *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 314.6, p. 619–626 (cf. p. 11).
- MATTE, P., P. TAPPONNIER, N. ARNAUD, L. BOURJOT, J. AVOUAC, P. VIDAL, L. QING, P. YUSHENG et W. YI (1996). « Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus ». *Earth and Planetary Science Letters* 142.3, p. 311–330 (cf. p. 11, 14).
- MC CONNAUGHEY, T. A., J. BURDETT, J. F. WHELAN et C. K. PAULL (1997). « Carbon isotopes in biological carbonates : respiration and photosynthesis ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61.3, p. 611–622 (cf. p. 51, 54).
- MCINTIRE, W. (1963). « Trace element partition coefficients—a review of theory and applications to geology ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27.12, p. 1209–1264 (cf. p. 56).
- METCALFE, I. (2013). « Gondwana dispersion and Asian accretion : Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys ». *Journal of Asian Earth Sciences* 66, p. 1–33 (cf. p. 11–13).
- MOCK, C., N. O. ARNAUD et J.-M. CANTAGREL (1999). « An early unroofing in northeastern Tibet ? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun Range (Qianghai, NW China) ». *Earth and Planetary Science Letters* 171.1, p. 107–122 (cf. p. 15–17).
- MOLNAR, P., P. ENGLAND et J. MARTINOD (1993). « Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon ». *Reviews of Geophysics* 31.4, p. 357–396 (cf. p. 1, 94, 144).
- MOLNAR, P., W. BOOS et D. BATTISTI (2010). « Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia : thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38, p. 77–102 (cf. p. 2, 15–16, 31–33, 94–96, 144, 150).
- MOUCHI, V., M. de RAFÉLIS, F. LARTAUD, M. FIALIN et E. VERRECCHIA (2013). « Chemical labelling of oyster shells used for time-calibrated high-resolution Mg/Ca ratios : A tool for estimation of

- past seasonal temperature variations ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 373, p. 66–74 (cf. p. 47, 57, 91, 96, 100, 107–111, 115–119, 122, 134–136, 147–150, 159, 215, 219–220).
- NICOLO, M., G. DICKENS, C. HOLLIS et J. ZACHOS (2007). « Multiple early Eocene hyperthermals : Their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea ». *Geology* 35.8, p. 699. ISSN : 0091-7613 (cf. p. 191–192, 199).
- NIKOLAEV, V. (2002). « Afghan-Tajik depression : Architecture of sedimentary cover and evolution ». *Russ. J. Earth Sci* 4, p. 399–421 (cf. p. 10–11).
- NUNES, F. et R. NORRIS (2006). « Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period ». *Nature* 439.7072, p. 60–63. ISSN : 0028-0836 (cf. p. 195–196).
- OOMORI, T., H. KANESHIMA, Y. MAEZATO et Y. KITANO (1987). « Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10–50°C ». *Marine Chemistry* 20.4, p. 327–336 (cf. p. 57).
- PAILLARD, D., L. LABEYRIE et P. YIOU (1996). « Macintosh program performs time-series analysis ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77.39, p. 379–379 (cf. p. 103).
- PAN, Y et W. KIDD (1992). « Nyainqentanglha shear zone : A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau ». *Geology* 20.9, p. 775–778 (cf. p. 15).
- PARK, R et S. EPSTEIN (1960). « Carbon isotope fractionation during photosynthesis ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 21.1, p. 110–126 (cf. p. 51, 54).
- PARSONS, A. J. et A. D. ABRAHAMS (1994). *Geomorphology of desert environments*. Springer (cf. p. 10).
- PEARSON, P. N. et M. R. PALMER (2000). « Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years ». *Nature* 406.6797, p. 695–699 (cf. p. 35).
- PIERRE, C. (1999). « The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses ». *Marine Geology* 153.1, p. 41–55 (cf. p. 111–112, 148–149, 219–220).
- POMAZKOV, K. (1972). « Kyrgyz Geological Description. USSR Geology ». *Publishing House 'N E W P A', Moscow* (cf. p. 10).
- POPOV, S. (2004). « Lithological-paleogeographic maps of Paratethys ». *CFS Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, p. 1–46 (cf. p. 18).
- PRELL, W. L., D. W. MURRAY, S. C. CLEMENS et D. M. ANDERSON (1992). « Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon : Evidence from the western Arabian Sea drilling program ». *Geophysical Monograph Series* 70, p. 447–469 (cf. p. 36).
- PRELL, W. et J. KUTZBACH (1992). « Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution ». *Nature* 360.6405, p. 647–652 (cf. p. 1, 33, 94, 144).
- QUADE, J., D. BREECKER, M. DAËRON et J. EILER (2011). « The paleoaltimetry of Tibet : An isotopic perspective ». *American Journal of Science* 311.2, p. 77–115 (cf. p. 94).
- QUAN, C., Y. LIU et T. UTESCHER (2012). « Eocene monsoon prevalence over China : A paleobotanical perspective ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (cf. p. 2, 37, 87, 94, 136–137, 144).
- QUILLÉVÉRÉ, F., R. NORRIS, D. KROON et P. WILSON (2008). « Transient ocean warming and shifts in carbon reservoirs during the early Danian ». *Earth and Planetary Science Letters* 265.3-4, p. 600–615. ISSN : 0012-821X (cf. p. 197–200).

- RAITZSCH, M., E. C. HATHORNE, H. KUHNERT, J. GROENEVELD et T. BICKERT (2011). « Modern and late Pleistocene B/Ca ratios of the benthic foraminifer *Planulina wuellerstorfi* determined with laser ablation ICP-MS ». *Geology* 39.11, p. 1039–1042 (cf. p. 102).
- RAMSTEIN, G., F. FLUTEAU, J. BESSE et S. JOUSSAUME (1997). « Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years ». *Nature* 386.6627, p. 788–795 (cf. p. 2, 32–36, 94, 144, 161).
- RASBAND, W. (1997–2007). « Image J. » U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. (Cf. p. 102).
- READING, H. G. (2009). *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons (cf. p. 79).
- REICHART, G.-J., F. JORISSEN, P. ANSCHUTZ et P. R. MASON (2003). « Single foraminiferal test chemistry records the marine environment ». *Geology* 31.4, p. 355–358 (cf. p. 102).
- RENARD, M (1984). « Géochimie des carbonates pélagiques : Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 Ma ». Thèse de doct. (cf. p. 55–56).
- RETALLACK, G. J. (2001). « A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles ». *Nature* 411.6835, p. 287–290 (cf. p. 35).
- RICHARDSON, C. (2001). « Molluscs as archives of environmental change ». *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev* 39, p. 103–164 (cf. p. 117).
- ROGER, F., M. JOLIVET et J. MALAVIEILLE (2010). « The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present : A synthesis ». *Journal of Asian Earth Sciences* 39.4, p. 254–269 (cf. p. 11–13).
- ROGER, F., M. JOLIVET et J. MALAVIEILLE (2008). « Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet ». *Comptes Rendus Geoscience* 340.2, p. 180–189 (cf. p. 11).
- RÖHL, U., T. WESTERHOLD, S. MONECHI, E. THOMAS, J. ZACHOS et B. DONNER (2005). « The third and final Early Eocene thermal maximum : Characteristics, timing, and mechanisms of the "X" event ». *2005 Salt Lake City Annual Meeting* (cf. p. 200).
- ROHRMANN, A., P. KAPP, B. CARRAPA, P. REINERS, J. GUYNN, L. DING et M. HEIZLER (2012). « Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma ». *Geology* 40.2, p. 187–190 (cf. p. 17, 94, 97).
- ROMANEK, C. S., E. L. GROSSMAN et J. W. MORSE (1992). « Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite : effects of temperature and precipitation rate ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56.1, p. 419–430 (cf. p. 54).
- ROSENBERG, G. et W. HUGHES (1991). « A metabolic model for the determination of shell composition in the bivalve mollusc *Mytilus edulis* ». *Lethaia* 24.1, p. 83–96 (cf. p. 58, 107, 119).
- ROWLEY, D. B., R. T. PIERREHUMBERT et B. S. CURRIE (2001). « A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry : implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene ». *Earth and Planetary Science Letters* 188.1, p. 253–268 (cf. p. 17).
- RUBIN, D. M. (1987). *Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents*. Concepts in Sedimentology et Paleontology, Volume 1 (cf. p. 68).
- RUDDIMAN, W. F. (2001). *Earth's Climate : past and future*. Macmillan (cf. p. 10, 29–32, 86).

- RUSU, A., D. BROTEA et M. C. MELINTE (2004). « Biostratigraphy of the Bartonian deposits from Gilău area (NW Transylvania, Romania) ». *Acta Palaeontologica Romaniae* 4, p. 441–454 (cf. p. 18, 21, 100, 137).
- SCHMITZ, B., V. PUJALTE et K. NUNEZ-BETELU (2001). « Climate and sea-level perturbations during the Incipient Eocene Thermal Maximum : evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165.3-4, p. 299–320. ISSN : 0031-0182 (cf. p. 198).
- SCHÖNE, B. R. (2013). « *Arctica islandica* (Bivalvia) : A unique paleoenvironmental archive of the northern North Atlantic Ocean ». *Global and Planetary Change* 111, p. 199–225 (cf. p. 2).
- SCHÖNE, B. R., Z. ZHANG, D. JACOB, D. P. GILLIKIN, T. TÜTKEN, D. GARBE-SCHÖNBERG, T. MCCONNAUGHEY et A. SOLDATI (2010). « Effect of organic matrices on the determination of the trace element chemistry (Mg, Sr, Mg/Ca, Sr/Ca) of aragonitic bivalve shells (*Arctica islandica*)—Comparison of ICP-OES and LA-ICP-MS data ». *Geochemical Journal* 44.1, p. 23 (cf. p. 58, 107, 119).
- SMITH, N. D., T. A. CROSS, J. P. DUFFICY et S. R. CLOUGH (1989). « Anatomy of an avulsion ». *Sedimentology* 36.1, p. 1–23 (cf. p. 62).
- SOBEL, E. R. et T. A. DUMITRU (1997). « Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision ». *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)* 102.B3, p. 5043–5063 (cf. p. 17).
- SOBEL, E. R., J. CHEN et R. V. HEERMANCE (2006). « Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan : implications for Neogene shortening rate variations ». *Earth and Planetary Science Letters* 247.1, p. 70–81 (cf. p. 17, 97).
- SOLOMON, S. (2007). *Climate change 2007-the physical science basis : Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. T. 4. Cambridge University Press (cf. p. 151).
- SPEELMAN, E. N., J. O. SEWALL, D. NOONE, M. HUBER, A. v. der HEYDT, J. S. DAMSTÉ et G.-J. REICHART (2010). « Modeling the influence of a reduced equator-to-pole sea surface temperature gradient on the distribution of water isotopes in the Early/Middle Eocene ». *Earth and Planetary Science Letters* 298.1, p. 57–65 (cf. p. 112, 149, 219–220).
- SPEIJER, R. (2003). « Danian–Selandian sea-level change and biotic excursion on the southern Tethyan margin (Egypt) ». *Causes and Consequences of globally warm climates in the Early Paleogene* 369, p. 275–290 (cf. p. 199).
- SPICER, R. A., N. B. HARRIS, M. WIDDOWSON, A. B. HERMAN, S. GUO, P. J. VALDES, J. A. WOLFE et S. P. KELLEY (2003). « Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years ». *Nature* 421.6923, p. 622–624 (cf. p. 16, 94).
- STENZEL, H. B. (1971). « Oysters ». *Treatise on invertebrate paleontology* 3, p. 953–1184 (cf. p. 39–46, 49, 78, 118–119).
- SUN, X. et P. WANG (2005). « How old is the Asian monsoon system ? Palaeobotanical records from China ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222.3-4, p. 181–222 (cf. p. 2, 36, 87, 91, 94, 97, 113–114, 136–137, 144, 147).

- SURGE, D. et K. LOHMANN (2008). « Evaluating Mg/Ca ratios as a temperature proxy in the estuarine oyster, *Crassostrea virginica* ». *Journal of Geophysical Research* 113.G2, G02001 (cf. p. 47, 57, 91, 96, 100, 107–110, 115, 118–119, 122, 134).
- SURGE, D., K. LOHMANN et D. DETTMAN (2001). « Controls on isotopic chemistry of the American oyster, *Crassostrea virginica* : implications for growth patterns ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172.3, p. 283–296 (cf. p. 43, 54–55, 91, 96, 118).
- SURGE, D. M., K. C. LOHMANN et G. A. GOODFRIEND (2003). « Reconstructing estuarine conditions : oyster shells as recorders of environmental change, Southwest Florida ». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57.5, p. 737–756 (cf. p. 54–56).
- TANG, T., H. YANG, X. LAN, C. YU, Y. XUE, Y. ZHANG, L. HU, S. ZHONG et J. WEI (1989). « Marine Late Cretaceous and Early Tertiary Stratigraphy and Petroleum Geology in Western Tarim Basin, China » (cf. p. 120).
- TAPPONNIER, P., R. LACASSIN, P. H. LELOUP, U. SCHÄRER, Z. DALAI, W. HAIWEI, L. XIAOHAN, J. SHAOCHENG, Z. LIANSHANG et Z. JIAYOU (1990). « The Ailao Shan/Red River metamorphic belt : tertiary left-lateral shear between Indochina and South China » (cf. p. 18).
- TAPPONNIER, P., X. ZHIQIN, F. ROGER, B. MEYER, N. ARNAUD, G. WITTLINGER et Y. JINGSUI (2001). « Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau ». *science* 294.5547, p. 1671–1677 (cf. p. 16).
- THOMAS, E. (2007). « Cenozoic mass extinctions in the deep sea : What perturbs the largest habitat on Earth ? » *Large Ecosystem Perturbations : Causes and Consequences*, p. 1–24 (cf. p. 189–192, 196).
- THOMAS, J.-C., A. CHAUVIN, D. GAPAIS, M. BAZHENOV, H. PERROUD, P. COBBOLD et V. BURTMAN (1994). « Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression (Central Asia) ». *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)* 99.B8, p. 15141–15160 (cf. p. 17).
- TIAN, L., V. MASSON-DELMOTTE, M. STIEVENARD, T. YAO et J. JOUZEL (2001). « Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes ». *Journal of Geophysical Research* 106.D22, p. 28081–28088 (cf. p. 17).
- TINDALL, J., R. FLECKER, P. VALDES, D. SCHMIDT, P. MARKWICK et J. HARRIS (2010). « Modelling the oxygen isotope distribution of ancient seawater using a coupled ocean-atmosphere GCM : implications for reconstructing early Eocene climate ». *Earth and Planetary Science Letters* 292.3–4, p. 265–273 (cf. p. 53, 108–113, 133–136, 141, 146, 151–152, 219–220).
- TINDALL, J., P. VALDES et L. C. SIME (2009). « Stable water isotopes in HadCM3 : Isotopic signature of El Niño–Southern Oscillation and the tropical amount effect ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)* 114.D4 (cf. p. 151).
- TITSCHACK, J., M. ZUSCHIN, C. SPÖTL et C. BAAL (2010). « The giant oyster *Hyotissa hyotis* from the northern Red Sea as a decadal-scale archive for seasonal environmental fluctuations in coral reef habitats ». *Coral reefs* 29.4, p. 1061–1075 (cf. p. 96, 113).
- TORSVIK, T., R. MÜLLER, R. VAN DER VOO, B. STEINBERGER et C. GAINA (2008). « Global plate motion frames : toward a unified model ». *Reviews of Geophysics* 46.3, RG3004 (cf. p. 97).

- ULLMANN, C. V., U. WIECHERT et C. KORTE (2010). « Oxygen isotope fluctuations in a modern North Sea oyster (*Crassostrea gigas*) compared with annual variations in seawater temperature : Implications for palaeoclimate studies ». *Chemical Geology* 277.1, p. 160–166 (cf. p. 96).
- UREY, H. C. (1947). « The thermodynamic properties of isotopic substances ». *Journal of the Chemical Society*, p. 562–581 (cf. p. 52, 83).
- VALLI, F., P. H. LELOUP, J.-L. PAQUETTE, N. ARNAUD, H. LI, P. TAPPONNIER, R. LACASSIN, S. GUILLOT, D. LIU, E. DELOULE et al. (2008). « New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault ». *Tectonics* 27.5 (cf. p. 13).
- VAN DER BEEK, P., J. VAN MELLE, S. GUILLOT, A. PÊCHER, P. REINERS, S. NICOLESCU et M. LATIF (2009). « Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya ». *Nature geoscience* 2.5, p. 364–368 (cf. p. 94).
- VAN HINSBERGEN, D. J., P. C. LIPPERT, G. DUPONT-NIVET, N. MCQUARRIE, P. V. DOUBROVINE, W. SPAKMAN et T. H. TORSVIK (2012). « Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109.20, p. 7659–7664 (cf. p. 13).
- VANDER PUTTEN, E., F. DEHAIRS, E. KEPPENS et W. BAEYENS (2000). « High resolution distribution of trace elements in the calcite shell layer of modern *Mytilus edulis* : environmental and biological controls ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64.6, p. 997–1011 (cf. p. 55–58, 107–108, 115, 118–119, 137).
- VIDET, B. (2003). « Dynamique des paléoenvironnements à huîtres du Crétacé supérieur nord-aquitain (SO France) et du Mio-Pliocène andalou (SE Espagne) : biodiversité, analyse séquentielle, biogéochimie ». Thèse de doct. Université Rennes 1 (cf. p. 39, 47–49).
- VOLKMER, J. E., P. KAPP, J. H. GUYNN et Q. LAI (2007). « Cretaceous-Tertiary structural evolution of the north central Lhasa terrane, Tibet ». *Tectonics* 26.6 (cf. p. 15).
- VYALOV, O. (1937). « Sur la Clasification des Ostréidés et leur Valeur stratigraphique. » *XIIIe Congrès International de Zoologie Session VIII*, p. 1627–1638 (cf. p. 21, 100, 108, 137).
- WANAMAKER JR, A. D., K. J. KREUTZ, T. WILSON, H. W. BORNS JR, D. S. INTRONE et S. FEINDEL (2008). « Experimentally determined Mg/Ca and Sr/Ca ratios in juvenile bivalve calcite for *Mytilus edulis* : implications for paleotemperature reconstructions ». *Geo-Marine Letters* 28.5-6, p. 359–368 (cf. p. 2, 57–58, 107, 115, 118–119, 137).
- WANG, C., X. ZHAO, Z. LIU, P. C. LIPPERT, S. A. GRAHAM, R. S. COE, H. YI, L. ZHU, S. LIU et Y. LI (2008). « Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105.13, p. 4987–4992 (cf. p. 13, 16, 94, 150).
- WANG, D.-N., X.-Y. SUN et Y.-N. ZHAO (1990). « Late Cretaceous to Tertiary palynofloras in Xinjiang and Qinghai, China ». *Review of palaeobotany and palynology* 65.1, p. 95–104 (cf. p. 147).
- WANG, P., Z. JIAN, Q. ZHAO, Q. LI, R. WANG, Z. LIU, G. WU, L. SHAO, J. WANG, B. HUANG et al. (2003). « Evolution of the South China Sea and monsoon history revealed in deep-sea records ». *Chinese Science Bulletin* 48.23, p. 2549–2561 (cf. p. 18).
- WEFER, G. et W. H. BERGER (1991). « Isotope paleontology : growth and composition of extant calcareous species ». *Marine Geology* 100.1, p. 207–248 (cf. p. 55).

- WESTERHOLD, T., U. RÖHL, J. LASKAR, I. RAFFI, J. BOWLES, L. LOURENS et J. ZACHOS (2007). « On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events : Implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect ». *Paleoceanography* 22.2. ISSN : 0883-8305 (cf. p. 200).
- WILBUR, K. M. (1972). « Shell formation in mollusks ». *Chemical Zoology*. T. Vol. III Mollusca. Academic Press, New-York, London, p. 103–145 (cf. p. 45, 49).
- WILBUR, K. M. et S. A. S. M. (1983). « Shell formation ». *The Mollusca : Physiology*. T. Part 1, Vol. 4. Academic Press, New-York, London, p. 236–288 (cf. p. 51).
- WILLIAMS, B., J. HALFAR, R. STENECK, U. WORTMANN, S. HETZINGER, W. ADEY, P. LEBEDNIK et M. JOACHIMSKI (2011). « Twentieth century $\delta^{13}\text{C}$ variability in surface water dissolved inorganic carbon recorded by coralline algae in the northern North Pacific Ocean and the Bering Sea ». *Biogeosciences Discussions* 7, p. 5801–5828. ISSN : 1810-6285 (cf. p. 54–55, 227).
- WILLIAMS, B, J HALFAR, K. DELONG, S. HETZINGER, R. STENECK et D. JACOB (2014). « Multi-specimen and multi-site calibration of Aleutian coralline algal Mg/Ca to sea surface temperature ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* (cf. p. 227).
- WISSHAK, M., M. LÓPEZ CORREA, S. GOFAS, C. SALAS, M. TAVIANI, J. JAKOBSEN et A. FREIWALD (2009). « Shell architecture, element composition, and stable isotope signature of the giant deep-sea oyster *Neopycnodonte zibrowii* sp. from the NE Atlantic ». *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers* 56.3, p. 374–407 (cf. p. 44–48, 55).
- WIT, J., L. de NOOIJER, C BARRAS, F. JORISSEN et G. REICHART (2012). « A reappraisal of the vital effect in cultured benthic foraminifer *Bulimina marginata* on Mg/Ca values : assessing temperature uncertainty relationships ». *Biogeosciences* 9.9, p. 3693–3704 (cf. p. 108).
- WIT, J. C., L. de NOOIJER, M WOLTERS et G.-J. REICHART (2013). « A novel salinity proxy based on Na incorporation into foraminiferal calcite. » *Biogeosciences* 10.10 (cf. p. 57, 160).
- WU, G., Y. LIU, B. DONG, X. LIANG, A. DUAN, Q. BAO et J. YU (2012a). « Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing : I. Formation ». *Climate dynamics* 39.5, p. 1169–1181 (cf. p. 34, 150).
- WU, G., Y. LIU, B. HE, Q. BAO, A. DUAN et F.-F. JIN (2012b). « Thermal controls on the Asian summer monsoon ». *Scientific reports* 2 (cf. p. 34, 150).
- XIAO, G., H. ABELS, Z. YAO, G. DUPONT-NIVET et F. HILGEN (2010). « Asian aridification linked to the first step of the Eocene-Oligocene climate Transition (EOT) in obliquity-dominated terrestrial records (Xining Basin, China) ». *Climate of the Past* 6, p. 501–513 (cf. p. 94).
- YANG, H., X. JIANG et S. LIN (1995). « Late Cretaceous-Early Tertiary Ostracod Fauna from Western Tarim Basin, South Xinjiang, China » (cf. p. 120).
- YIN, A., P. RUMELHART, R. BUTLER, E. COWGILL, T. HARRISON, D. FOSTER, R. INGERSOLL, Z. QING, Z. XIAN-QIANG, W. XIAO-FENG et al. (2002). « Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation ». *Geological Society of America Bulletin* 114.10, p. 1257 (cf. p. 17–18).
- YIN, A. (2010). « Cenozoic tectonic evolution of Asia : A preliminary synthesis ». *Tectonophysics* 488.1, p. 293–325 (cf. p. 13).

- YIN, A. et T. M. HARRISON (2000). « Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28.1, p. 211–280 (cf. p. 11).
- ZACHOS, J., M. PAGANI, L. SLOAN, E. THOMAS et K. BILLUPS (2001). « Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present ». *Science* 292.5517, p. 686 (cf. p. 29–30, 35, 80, 86, 118).
- ZACHOS, J., U. ROHL, S. SCHELLENBERG, A. SLUIJS, D. HODELL, D. KELLY, E. THOMAS, M. NICOLO, I. RAFFI, L. LOURENS et al. (2005). « Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum ». *Science* 308.5728, p. 1611 (cf. p. 190–195).
- ZACHOS, J., G. DICKENS et R. ZEEBE (2008). « An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics ». *Nature* 451.7176, p. 279–283. ISSN : 0028-0836 (cf. p. 29, 187, 194).
- ZACHOS, J., H. MCCARREN, B. MURPHY, U. RÖHL et T. WESTERHOLD (2010). « Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles : Implications for the origin of hyperthermals ». *Earth and Planetary Science Letters*. ISSN : 0012-821X (cf. p. 198–200).
- ZHANG, Z., H. WANG, Z. GUO et D. JIANG (2007a). « What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat ? » *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245.3-4, p. 317–331 (cf. p. 2, 32, 94, 144, 161).
- ZHANG, Z., F. FLATØY, H. WANG, I. BETHKE, M. BENTSEN et Z. GUO (2012). « Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons ». *Journal of Asian Earth Sciences* 44, p. 24–35 (cf. p. 2, 31, 37, 92, 113–114, 144–146, 150, 156).
- ZHANG, Z., W. HUIJUN, G. ZHENG TANG et J. DABANG (2007b). « Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China ». *Earth and Planetary Science Letters* 257.3–4, p. 622–634 (cf. p. 32–34, 94).
- ZHAO, W.-L. et W. J. MORGAN (1987). « Injection of Indian crust into Tibetan lower crust : A two-dimensional finite element model study ». *Tectonics* 6.4, p. 489–504 (cf. p. 15).

SIXIÈME PARTIE

ANNEXES



LES ÉVÈNEMENTS HYPERTHERMIQUES DU PALÉOGÈNE ANCIEN : CAUSES ET CONSÉQUENCES DE RÉCHAUFFEMENTS CLIMATIQUES ABRUPTS

Cette synthèse bibliographique fut réalisée au cours de ma deuxième année de master, puis revue pendant ma thèse. Même si les événements hyperthermiques sortent du cadre de cette thèse, il m'a semblé intéressant d'insérer ce document en annexe de ce manuscrit. En effet, ayant eu lieu dans les mêmes périodes géologiques que celles étudiées ici, cette synthèse permet d'éclairer le lecteur sur le cadre paléoclimatique dans lequel s'insère cette étude.

INTRODUCTION

Si les émissions de gaz anthropiques ne diminuent pas, les modèles climatiques prévoient qu'en 2 400 les humains auront relâché dans l'atmosphère environ 5 000 gigatonnes de carbone (GtC) depuis le début de l'ère industrielle (CALDEIRA et WICKETT, 2003). Même si seulement 60% de ces gaz s'accumulent dans l'atmosphère (le reste est piégé dans l'océan ou sous forme de carbonates), la p_{CO_2} devrait atteindre des teneurs de 1 800 ppmv. Compte-tenu des rétroactions climatiques positives, l'injection massive de gaz à effet de serre pourrait déclencher un réchauffement global abrupt ayant des conséquences sur l'ensemble des climats sur Terre (intensification des pluies en Europe de l'Ouest, aridification à l'Ouest de l'Amérique du Nord par exemple) (ZACHOS et al., 2008).

L'ère du Cénozoïque (les derniers 65 Ma) semble être un champ d'étude idéal pour comprendre les relations entre le cycle du carbone et le climat. La transition Éocène-Oligocène (33,7 Ma) montre un changement majeur passant d'un climat de type *greenhouse* à un climat type *icehouse*. Durant la période du Paléogène ancien (*greenhouse*) les températures étaient très élevées, et les calottes glaciaires petites voire inexistantes. Les enregistrements géologiques révèlent à cette époque l'existence de périodes brèves (entre 10 et 200 ka) de réchauffement abrupt. Ces événements, dits « hyperthermiques » sont une bonne opportunité de comprendre les aspects climatiques dynamiques pendant les 10 à 100 ka suivant une injection massive de carbone dans le réservoir atmosphère-océan. De telles études permettent de donner un aperçu du couplage entre le climat et le cycle du carbone, aidant ainsi à prévoir les conséquences des émissions actuelles de carbone anthropique.

L'événement hyperthermique le plus étudié jusqu'à présent se situe à la transition Paléocène-Éocène, il y a 55,5 Ma. Une question majeure sur ce *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM) est de savoir s'il s'agit d'un événement unique résultant d'une cause extraordinaire ou d'un exemple extrême résultant de processus plus commun(s). L'étude des autres événements hyperthermiques ayant des caractéristiques semblables, quoi que de moindre amplitude, peut permettre d'apporter des réponses, ou du moins des hypothèses, sur une potentielle cause ayant engendré ces optima climatiques.

Depuis la découverte du PETM par KENNETT et STOTT (1991), la vision de ce maximum thermique a beaucoup évolué. De nombreuses hypothèses quant à son origine se sont succédées sans jamais faire consensus. En une vingtaine d'année la connaissance du PETM a énormément progressé. C'est à travers l'étude de plusieurs articles concernant directement la transition Paléocène-Éocène ou les événements hyperthermiques du Paléogène ancien que l'on va proposer une synthèse de la recherche scientifique sur ces réchauffements abrupts, leurs conséquences et leurs origines éventuelles.

LE PALEOCENE-EOCENE THERMAL MAXIMUM (PETM)

Historique : la découverte d'un maximum thermique en 1991

KENNETT et STOTT (1991) décrivent pour la première fois un rapide réchauffement climatique global à la fin du Paléocène, il y a 57,33 Ma (redaté à 55,5 Ma depuis). En étudiant la carotte 690B (issue du programme *Ocean Drilling Project*, ODP) relevée dans la mer de Weddell (Antarctique), ils mettent en évidence une remarquable double excursion isotopique négative d'oxygène et de carbone dans les eaux Antarctiques à la fin du Paléocène (Figure A.1).

En moins de 10 000 ans on observe une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques de -1‰ indiquant une augmentation de la température des eaux de surface de 5°C en Antarctique (passage de 13°C à 18°C), ainsi qu'une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques de -2,0‰, et de -1,5‰ pour les foraminifères planctoniques des eaux intermédiaires. Ce réchauffement climatique serait la cause de la plus importante extinction de communautés benthiques des 90 derniers millions d'années tandis que le biotope planctonique est peu affecté par cet événement. Le $\delta^{13}\text{C}$ diminue d'au moins -2,6‰ pour les foraminifères benthiques. Ces changements isotopiques s'accompagnent d'une disparition des gradients de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ au sein de la colonne d'eau lors du PETM (études sur des foraminifères planctoniques et benthiques). Ceci est interprété comme une disparition du gradient de température lors de l'événement hyperthermique (la température augmente plus rapidement en profondeur qu'en surface) et une diminution de la production primaire.

En 1991, les auteurs proposent qu'une réorganisation des plaques tectoniques aurait, à la transition Paléocène-Éocène, entraîné une augmentation du volcanisme océanique et de l'activité hydrothermale des fonds marins. Ces processus géologiques auraient été à l'origine d'un réchauffement par relâchement de CO_2 (gaz à effet de serre).

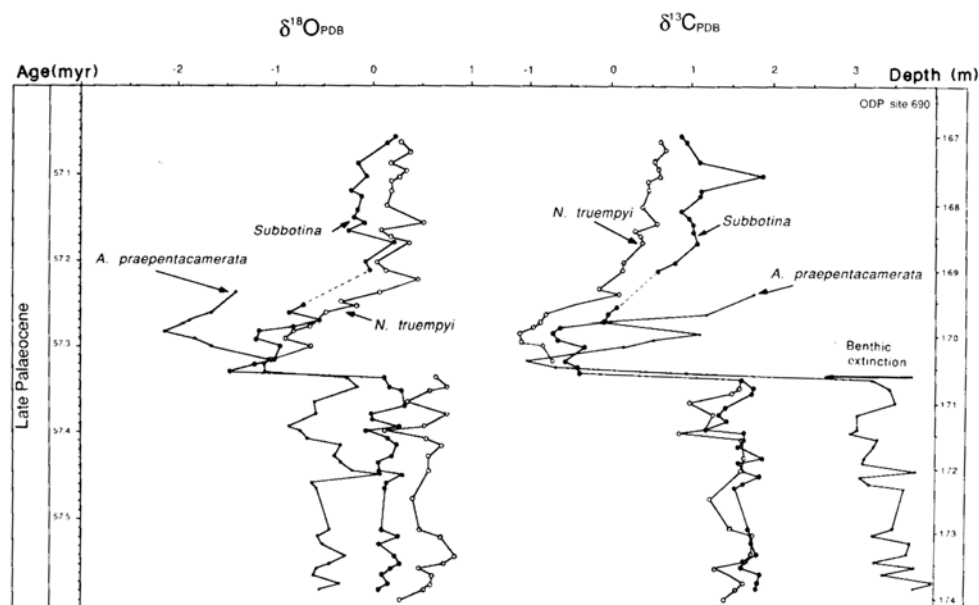


FIGURE A.1 – Variation du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères planctoniques (*Acarinina praepentacamerata* et *Subbotina*) et benthiques à la fin du Paléocène (*Nuttalides truempyi*), d'après KENNETT et STOTT (1991).

L'article de KENNETT et STOTT (1991) ne fut qu'une première approche d'un événement géologique qui actuellement fait encore couler beaucoup d'encre. À travers l'étude de nombreuses autres publications plus récentes nous allons voir comment la vision du PETM a évolué depuis 20 ans.

Impacts du PETM sur la biosphère

En domaine marin

Il y a 65 Ma, les foraminifères benthiques traversent la crise Crétacé/Paléogène sans bouleversements biotiques majeurs, tandis que le plancton connaît une extinction de masse. À cette époque le couplage benthopélagique devait être beaucoup moins important qu'à l'actuel. Les eaux étant plus chaudes, la chimiosynthèse était très efficace dans les fonds océaniques et les foraminifères pouvaient se passer des transferts de nutriments de la surface vers le fond. Ainsi malgré une diminution accrue de productivité planctonique, les communautés benthiques ne semblent pas souffrir d'un manque de nourriture. La transition Paléocène-Éocène marque un changement majeur dans les faunes benthiques. L'extinction des foraminifères benthiques est chiffrée entre 30% et 50% des espèces, tandis que le plancton montre un rapide *turnover* sans extinction majeure. On passe alors d'une faune « Crétacée » à une faune « Paléogène » dans les environnements profonds. D'autre part, l'augmentation relative en abondance de petits spécimens de foraminifères benthiques associée à une diminution de la diversité suggèrent des conditions profondes pauvres en oxygène et riches en nutriments (THOMAS, 2007).

Différentes hypothèses peuvent expliquer cette extinction benthique :

(1) diminution de l'oxygénation des eaux profondes due à une augmentation de la température (diminue la solubilité de l'O₂ dans l'eau) et/ou de l'oxydation de CH₄. Les eaux profondes actuelles ont une température inférieure à 6°C ce qui permet de contenir suffisamment d'oxygène pour maintenir une diversité dans les communautés benthiques. Avec une température plus élevée que 10°C, les eaux profondes ne contiennent pas suffisamment d'oxygène pour satisfaire l'ensemble des populations (THOMAS, 2007). Mais on ne trouve pas de réelles preuves d'anoxie ou de dyoxie globales au cours du PETM dans les enregistrements géologiques.

(2) augmentation de la corrosivité des eaux (par acidification) pour le CaCO₃. Mais les foraminifères agglutinés (dont les tests sont formés à partir de débris empruntés à l'environnement puis agglutinés grâce à un ciment carbonaté), qui peuvent vivre sous la CCD (*Carbonate Compensation Depth*), ont été également touchés par la crise.

(3) diminution de la productivité ou de l'expansion de la source trophique. Hypothèse encore rejetée puisque de telles conditions n'ont pas affecté les faunes benthiques à la fin du Crétacé. Toutefois on enregistre une baisse de la productivité sur le long terme durant le PETM (~100 000 ans) (ZACHOS et al., 2005) qui aurait pu affecter les faunes benthiques, mais cette baisse ne fut pas globale.

(4) augmentation de la température des fonds océaniques bouleversant les activités métaboliques des faunes benthiques.

De toutes ces hypothèses celle due à une augmentation de température semble être la plus probable. Un réchauffement rapide enregistré à toutes les latitudes et tous les océans pourrait être la cause de l'extinction à l'échelle globale. Les mécanismes par lesquels un réchauffement serait responsable d'une extinction de masse ne sont pas encore clairs actuellement (THOMAS, 2007). Mais des variations de températures pourraient avoir changé qualitativement et quantitativement la matière organique en suspension disponible pour les foraminifères benthiques.

En domaine continental

Avec la disparition des Dinosaures non-aviens et la libération de nombreuses niches écologiques suite à la crise Crétacé/Paléogène, le Cénozoïque devient « l'Âge des Mammifères » (FigureA.2).

L'évolution des Mammifères, à l'échelle du million d'années, semble être essentiellement expliquée par des facteurs biologiques intrinsèques (compétition, prédation). Toutefois à une plus petite échelle de temps, les changements environnementaux comme le climat peuvent être à l'origine de spéciations ou d'extinctions. La transition Paléocène-Éocène correspond à l'apparition de mammifères modernes sans précurseurs antérieurs comme les *Antrodactyla* (cerfs), les *Perissodactyla* (chevaux) et les Primates (FigureA.2). Sur les trois continents de l'hémisphère Nord (Europe, Amérique du Nord et Asie), la dispersion et la diversification de ces mammifères semblent être une réponse biotique à un rapide changement environnemental. En effet, une augmentation de la température et de la teneur en CO₂ atmosphérique affecte la croissance des plantes et le stockage des nutriments. Ceci va avoir une répercussion sur l'alimentation et la

digestion des herbivores. Leur croissance et leur reproduction s'en retrouvent alors modifiées (GINGERICH, 2006).

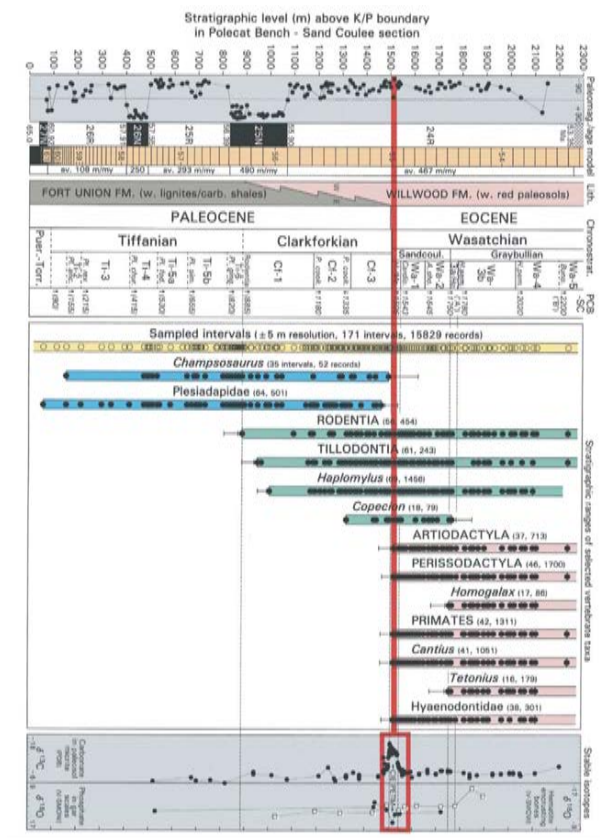


FIGURE A.2 – Évolution de la faune vertébrée lors de la transition Paléocène-Éocène, d'après GINGERICH (2006).

Les bouleversements géochimiques dans les océans au cours du PETM

Excursions isotopiques négatives et leurs origines possibles

Excursion isotopique négative de l'oxygène et sa signification. La chute du $\delta^{18}\text{O}$ décrite par KENNETT et STOTT (1991) constitue encore la principale source de données concernant les variations isotopiques de l'oxygène (cf A). Depuis, on a montré que le réchauffement de l'océan profond de $\sim 4\text{-}5^\circ\text{C}$ et des eaux de surfaces de $\sim 5\text{-}9^\circ\text{C}$ s'effectue à toutes les latitudes (BOWEN et al., 2006; NICOLO et al., 2007). Une diminution plus importante du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (-2‰) que celle des foraminifères planctoniques (-1‰ à $-1,5\text{‰}$) est à l'origine de la disparition temporelle du gradient vertical de température. Le gradient vertical ne fut rétabli que 30 000 ans après le début du PETM lorsque les températures diminuèrent tout en restant supérieures de 1 ou 2°C à ce qu'elles étaient avant l'événement hyperthermique. Un tel réchauffement associé à un pic de kaolinite dans les enregistrements sédimentaires suggère un climat chaud et humide à cette époque.

Excursion isotopique négative du carbone. À la transition Paléocène-Éocène, le $\delta^{13}\text{C}$ diminue entre -2 et -3‰ pour les foraminifères benthiques, entre -4 et -5‰ pour les foraminifères planctoniques et de -4,5‰ pour les carbonates des paléosols terrestres. Cette diminution du $\delta^{13}\text{C}$ s'accompagne d'une diminution du gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre foraminifères benthiques et planctoniques. Ceci pourrait être dû à une diminution de la productivité et/ou un changement dans la circulation océanique (DICKENS et al., 1995). Mais compte-tenu des observations faites au Crétacé (cf A), la première hypothèse semble peu responsable de la diminution du gradient de $\delta^{13}\text{C}$.

Une explication satisfaisante pour l'origine de la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ fait encore débat. L'amplitude de l'excursion en seulement 10 ka nécessite un transfert très important de carbone léger dans le réservoir inorganique océan-atmosphère.

Origines possibles de l'excursion isotopique négative du carbone (CIE). La plupart des auteurs ont cherché à comprendre quelle pouvait être la source du carbone léger introduit si brutalement dans le réservoir océan-atmosphère. Différentes hypothèses ont été émises au cours des années :

(1) certains scénarios mettent en jeu un impact cométaire à l'origine d'un apport de carbone léger. Mais les communautés planctoniques n'ayant pas souffert du PETM, cette hypothèse fut rejetée (THOMAS, 2007).

(2) une autre explication serait l'oxydation de matière organique terrestre suite à la dessiccation de mers épicontinentales. En effet, l'ouverture de l'Atlantique Nord aurait provoqué une diminution du niveau eustatique mettant à nu de nombreux terrains continentaux jusque-là immergés. Compte-tenu des enregistrements géologiques et des modélisations, un tel scénario est quasiment impossible (NICOLO et al., 2007).

(3) le *shift* du $\delta^{13}\text{C}$ aurait pu être provoqué par l'émission de gaz mantelliques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{mantellique}} = -7\text{‰}$) suite à un volcanisme de grande ampleur (volcanisme explosif des Caraïbes ou province Nord Atlantique). Dans un tel cas il faudrait entre $1,0 \cdot 10^{20}$ et $2,5 \cdot 10^{20}$ grammes de CO_2 pour entraîner un CIE de -3‰. Ce qui impliquerait une production de plus de 600 km^3 de basaltes que l'on ne retrouve pas dans les enregistrements géologiques. Le volcanisme ne semble donc pas être la principale cause du CIE mais il pourrait y avoir contribué, (DICKENS et al., 1995)

(4) l'hypothèse qui semble la plus probable serait une dissociation d'hydrates de méthane dont le $\delta^{13}\text{C} = -60 \text{‰}$, fractionnement dû au métabolisme d'archaebactéries méthanogènes. Le méthane produit est alors stocké dans des pores au sein des sédiments. La plus grande quantité d'hydrate de méthane est actuellement stockée le long des marges continentales. On estime qu'il faudrait déstabiliser 2 000 GtC pour entraîner une chute du $\delta^{13}\text{C}$ de -2,5‰ des foraminifères benthiques (ZACHOS et al., 2005).

Quels processus pourraient être à l'origine d'une déstabilisation d'hydrates de méthane ? Différentes hypothèses ont été émises au cours des années (THOMAS, 2007) :

- changement de la circulation océanique (Figure A.3a.),
- réchauffement des eaux profondes (Figure A.3a.),
- baisse du niveau marin (à l'origine d'une diminution de la pression cf Figure A.3b.),

- volcanisme explosif des Caraïbes ou volcanisme en Atlantique Nord,
- impact cométaire ou autre corps extraterrestre,
- formations de failles dans les talus continentaux provoquées par une augmentation de la turbulence des courants océaniques en Atlantique Nord,
- ou encore une combinaison de ces possibilités.

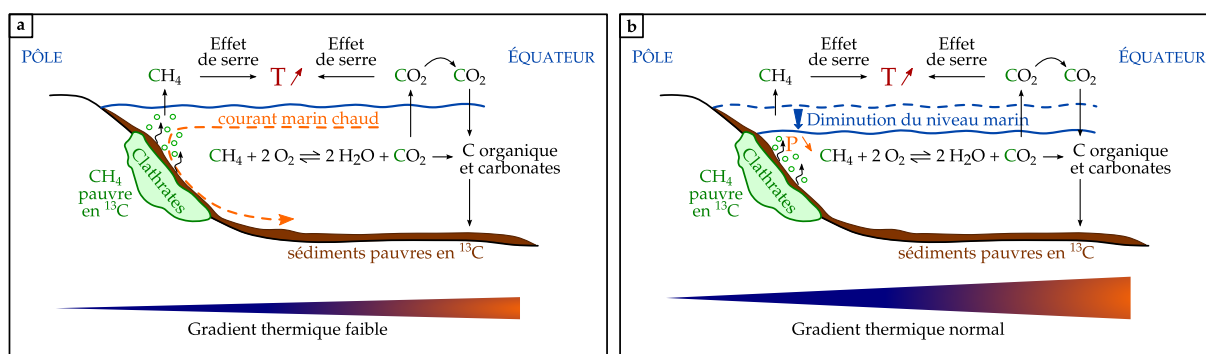


FIGURE A.3 – Différents effets possibles à l’origine d’une déstabilisation d’hydrates de méthane. **a.** Effet d’une augmentation de la température sur la déstabilisation des clathrates : un faible gradient thermique latitudinal entraînerait le plongement d’eaux chaudes sous-marines, à l’origine de la dissociation du méthane. **b.** Effet d’une diminution de pression sur la déstabilisation des clathrates : une diminution de la pression nécessite une baisse du niveau marin, ce qui va à l’encontre d’un climat global chaud et sans glacier supposé à cette époque mais l’ouverture de l’Atlantique Nord pourrait en être responsable.

La littérature étant exhaustive, et les hypothèses rejetées nombreuses, nous allons nous intéresser essentiellement à l’hypothèse de DICKENS et al. (1995).

La stabilité des hydrates de méthane dépend de la température, de la pression, de la salinité et de la composition en gaz secondaires (traces). Le réchauffement des eaux profondes aurait changé le géotherme dans les sédiments de telle façon que les pores seraient devenus plus chauds à des profondeurs plus basses. En passant de températures de 11°C à 15°C à des profondeurs comprises entre 920 et 1 460 m, les clathrates ne sont plus stables et il y a un changement de phase (e.g. $hydrates_{(s)} \rightarrow CH_{4(g)} + H_2O_{(l)}$) libérant du méthane dans l’océan (Figure A.4, DICKENS et al., 1995).

DICKENS et al. (1995) soulignent qu’il aurait fallu une augmentation nette de la température pour entraîner un tel relargage de méthane. Ils proposent alors que le volcanisme en Atlantique Nord aurait initié le réchauffement climatique *via* des émissions de CO₂ importantes brutales qui auraient ensuite été à l’origine de la dissociation des clathrates.

Des modélisations montrent cependant qu’il faudrait libérer entre 70 et 90% du réservoir de carbone organique contenu actuellement dans les clathrates pour expliquer un CIE de -2‰. Ainsi pour un CIE de -3‰ il faudrait un plus grand réservoir que celui qui existe actuellement sur Terre. Mais il est possible qu’au Paléocène le réservoir de clathrates était plus important avec un δ¹³C encore plus négatif.

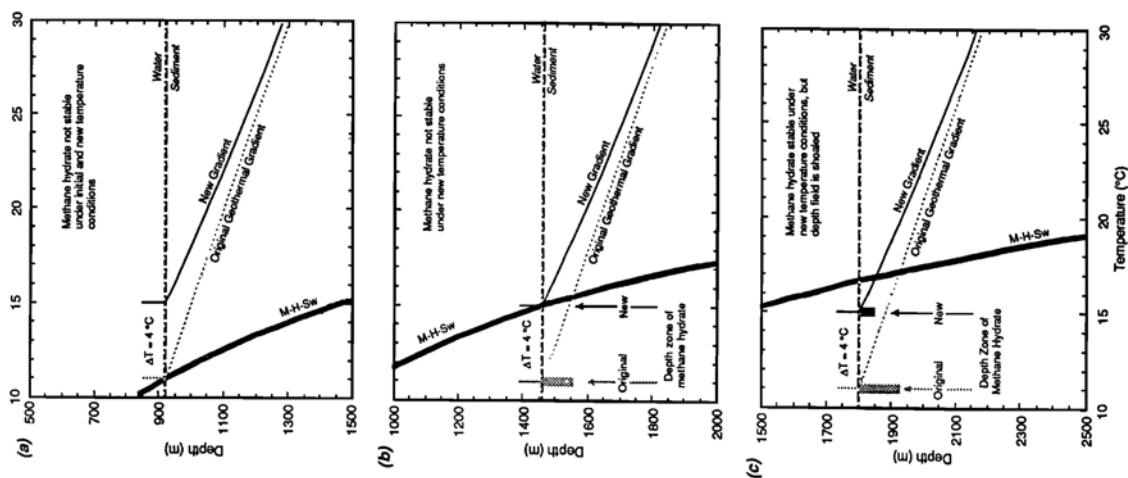


FIGURE A.4 – Diagrammes de phase de la réaction hydrates_(s) → CH_{4(g)} + H₂O_(l) : effet d’une augmentation de la température des eaux profondes de 11 à 15°C pendant 10 000 ans sur la stabilité des clathrates, d’après DICKENS et al. (1995).

ZACHOS et al. (2005) remarquent que compte tenu de l’augmentation des températures au cours du PETM, un relargage de plus de 4 500 GtC serait plus probable. Une telle quantité de CO₂ introduit dans le réservoir atmosphère-océan oblige à réévaluer la source de carbone à l’origine du CIE ainsi que sa composition isotopique. Il est possible alors que du carbone thermogénique CH₄/CO₂ (δ¹³C = -30 à -20‰) ou une oxydation de carbone organique (δ¹³C = -20 ‰) aient en plus participé l’excursion isotopique.

On voit ici que la nature du carbone léger et sa quantité introduite dans le réservoir océan-atmosphère ne font toujours pas consensus dans la communauté des paléoclimatologues. Le débat reste ouvert sur la quantité nécessaire et la (ou les) des sources de carbone léger responsable(s) du CIE.

Dissolution des carbonates et acidification des océans

Des modélisations montrent que 1 200 GtC de méthane libérés en 10 000 ans entraînent une remontée de la lysocline et de la CCD de 300 m (avec un rétablissement en 40 000 ans). En effet, le méthane, rapidement oxydé en CO₂, entraîne une diminution du pH et de la teneur en ions CO₃²⁻. Ceci a un effet direct sur la dissolution des carbonates en déplaçant l’équilibre $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2HCO_3^- + Ca^{2+}$ vers la droite. La dissolution des carbonates étant plus importante la profondeur de compensation des carbonates et la lysocline remontent (ZACHOS et al., 2005 ; ZACHOS et al., 2008).

On observe dans les sédiments une transition rapide (en 10 000 ans) de sédiments riches en CaCO₃ à des sédiments riches en argiles. Cette transition correspond avec le début de l’excursion négative du carbone et refléterait une remontée de la lysocline de près de 2 000 m (Figure A.5). La teneur en argile est d’autant plus remarquable car le réchauffement climatique accentue l’altération des continents, entraînant un apport terrigène important dans l’océan. Le retour à une

teneur en carbonates pré-PETM met beaucoup plus de temps à s'installer (100 000 ans). Il faut attendre une altération des silicates suffisamment importante pour entraîner une augmentation de la teneur en CO_3^{2-} dans l'océan profond et donc une nouvelle accumulation de carbonates. Après le PETM, la CCD serait redescendue très bas, montrant ainsi l'importance de la rétroaction négative due à l'érosion des silicates (ZACHOS et al., 2005).

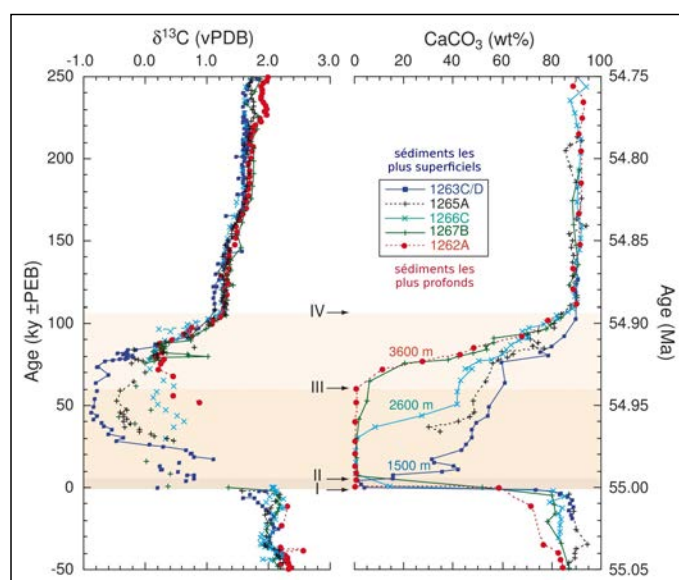


FIGURE A.5 – Évolution au cours du temps du $\delta^{13}\text{C}$ et de la teneur en CaCO_3 dans les sédiments de 6 carottes ODP (1262, 1263, 690, 865, 525, 527), d'après ZACHOS et al. (2005). Les sédiments issus des carottes les plus superficielles sont ceux qui subissent une excursion isotopique la plus négative tandis que les sédiments issus des carottes les plus profondes souffrent plus longtemps de la dissolution des carbonates. On voit ici que l'excursion isotopique et la dissolution des carbonates se mettent en place très rapidement (<10 000 ans) tandis que leur rétablissement se fait de manière beaucoup plus progressive (en environ 100 000 ans).

Changement de la circulation océanique au cours du PETM

Grâce à l'étude du $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères benthiques à différentes latitudes et dans les différents bassins océaniques, NUNES et NORRIS (2006) ont montré un changement brutal de la circulation océanique lors du PETM. Tandis que la source des eaux profondes se situait dans l'hémisphère Sud avant et après le PETM, cette source fut dans l'hémisphère Nord au moment du PETM (Figure A.6). Ce changement de circulation océanique perdura au moins 40 000 ans avant de retrouver son schéma d'origine.

Un tel changement dans la circulation profonde en moins de 5 000 ans apporta des eaux chaudes en profondeur dans l'Atlantique Sud (potentiellement à l'origine de la déstabilisation de clathrates). Il pourrait également expliquer la disparition, voire l'inversion, du gradient de $\delta^{13}\text{C}$ entre foraminifères benthiques et planctoniques.

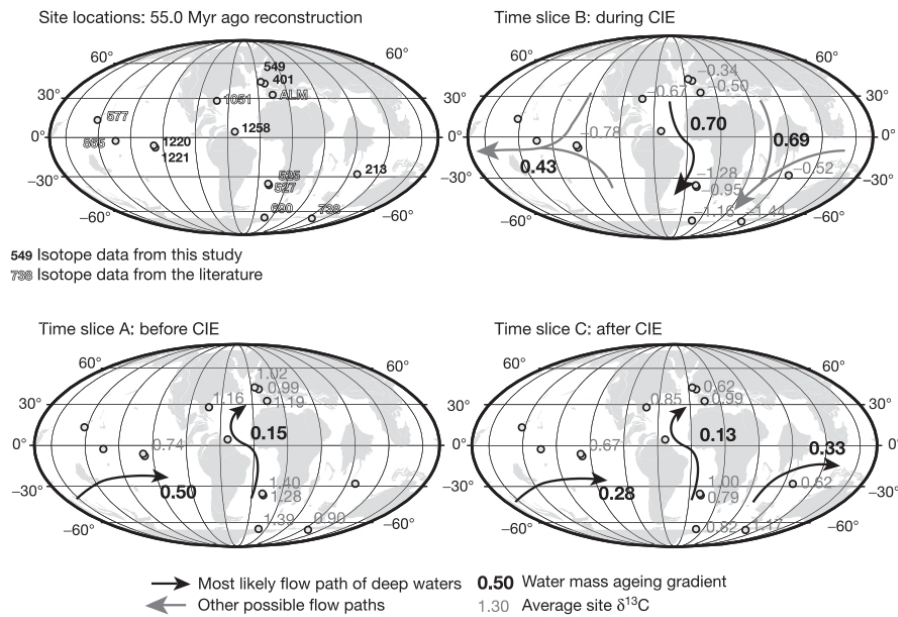


FIGURE A.6 – Circulation océanique profonde d’après les données isotopiques du carbone de 14 sites à travers quatre bassins océaniques. Au cours de la circulation océanique profonde, plus les eaux sont vieilles, plus elles s’enrichissent en nutriments et donc en ^{12}C ; le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères est donc d’autant plus faible que la source primaire des eaux profondes est éloignée. On en déduit ainsi le sens de la circulation océanique profonde (NUNES et NORRIS, 2006).

NUNES et NORRIS (2006) proposent que des conditions de type *greenhouse* auraient initié le changement abrupt dans la circulation océanique en moins de quelques milliers d’années et amplifié, *via* la déstabilisation des hydrates de méthanes, le réchauffement climatique global. La rétroaction négative engendrée par l’altération des silicates (pompe à CO_2) a permis, en 200 000 ans, un « retour à la normale » (pré-PETM).

Comment relier les différents événements du PETM ?

Au vu de l’ensemble des données analysées, nous pouvons proposer le scénario suivant.

Le changement de la circulation océanique amène brutalement des eaux chaudes dans les fonds océaniques entraînant la disparition du gradient de température dans la colonne d’eau en Antarctique. Cet apport d’eau chaude est à l’origine de la dissociation d’hydrates de méthane amplifiant alors le réchauffement. L’oxydation du méthane provoque une acidification des océans entraînant une remontée de la CCD et de la lysocline. En parallèle, l’augmentation de la température associée à une réduction de la concentration en oxygène (qui semble cependant être locale) est à l’origine de l’extinction des foraminifères benthiques (THOMAS, 2007).

Différentes origines possibles du PETM

Si un tel scénario est possible, il reste à comprendre quel fut l'événement initiateur du changement de la circulation océanique ou encore de l'initial réchauffement climatique à son origine. Nous avons vu que le volcanisme de la province Atlantique Nord aurait pu initier le réchauffement enclenchant un phénomène d'amplification (DICKENS et al., 1995).

Plus récemment, grâce à l'étude d'autres événements aux caractéristiques semblables à celle du PETM, certains auteurs ont observé une certaine cyclicité dans les phénomènes hyperthermiques au Paléogène ancien. L'hypothèse d'un forçage orbital des événements hyperthermiques fut émise. C'est ce que nous allons voir à travers l'étude de quatre événements hyperthermiques entre le Danian (~65 Ma) et l'Éocène moyen (~ 52-53 Ma).

APPORT DE L'ÉTUDE DES AUTRES ÉVÉNEMENTS HYPERTHERMIQUES

Le Dan-C2 event

Il y a 65,2 Ma, on enregistre une double excursion isotopique négative du carbone et de l'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ diminuent de -1‰ en moyenne) reliés à un double pic de la teneur des sédiments en argile. Comme pour le PETM, ces enregistrements reflètent un réchauffement climatique, une injection de C léger dans le réservoir atmosphère-océan et une dissolution des carbonates. De telles observations ont été faites au Nord-Ouest, au Sud-Est de l'Atlantique et à Gubbio (Italie) indiquant un événement climatique supra-régional, potentiellement global appelé Dan-C2 (QUILLÉVÉRÉ et al., 2008 ; COCCIONI et al., 2010).

De nombreuses réponses écologiques chez le nannoplancton calcaire et les foraminifères mettent en évidence une perturbation environnementale affectant la géobiosphère. Elle résulterait d'une eutrophisation forcée des eaux de surface (arrivée massive de nutriments probablement due à une érosion intense des continents dans des conditions *greenhouse*), d'une dissolution des carbonates et d'une diminution de la quantité d'oxygène dans la colonne d'eau.

Outre une amplitude moindre, la principale différence entre le Dan-C2 et le PETM est la forme du CIE. Tandis que le rétablissement du $\delta^{13}\text{C}$ lors du PETM se fait progressivement, en 150-200ka, l'excursion négative du Dan-C2 est relativement symétrique. Chacune des deux excursions isotopiques du Dan-C2 a duré 40 ka et les deux pics sont séparés par environ 100 ka (cycle de courte durée de l'excentricité). Ceci pourrait suggérer un contrôle orbital de l'événement (Figure A.7a.).

En quoi le forçage astronomique pourrait jouer un rôle dans la redistribution du carbone ? Une excentricité maximale entraîne un contraste saisonnier maximal. L'extrême contraste saisonnier entre les deux hémisphères lors des maxima d'excentricité serait alors à l'origine d'une augmentation de la température des eaux intermédiaires pouvant initier un événement hyperthermique amplifié ensuite par des boucles de rétroactions positives (LOURENS et al., 2005).

De ces observations et compte tenu du contexte géologique pendant lequel le Dan-C2 apparaît, on distingue différentes origines possibles ayant déclenché l'événement : (1) un forçage astronomique entraînant une redistribution du carbone, (2) la troisième et dernière phase du volcanisme du Deccan relâchant de nombreux gaz à effet de serre (400 Gt de CO₂ et 200 Gt de SO₂, très bien corrélé par magnétostratigraphie) (COCCIONI et al., 2010).

Selon QUILLÉVÉRÉ et al., 2008 le Dan-C2 pourrait refléter une amplification, probablement déclenchée par un rythme orbital, d'un cycle régulier de la taille et de la productivité de la biosphère marine jouant sur la balance entre matière organique enfouie et carbonates. Dans un tel cas, une dissociation d'hydrates de méthane n'intervient pas, comme ce qui est proposé pour le PETM, mais on aurait plutôt un changement brutal dans l'export du carbone organique de la surface vers le fond.

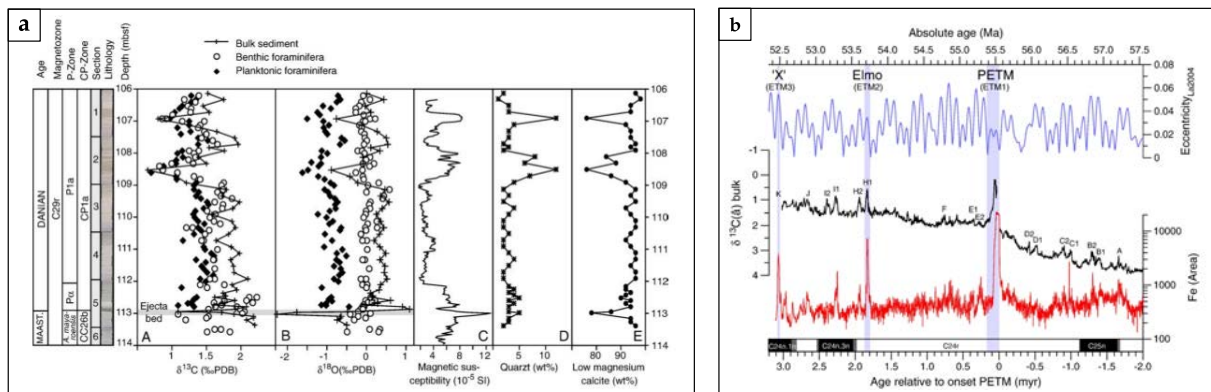


FIGURE A.7 – Caractéristiques orbitales des événements hyperthermiques du Paléogène. **a.** Caractéristiques du Dan-C2 : les deux pics symétriques de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et teneur en Quartz sont séparés de ~ 100 ka (QUILLÉVÉRÉ et al., 2008). **b.** Cyclicité des événements hyperthermiques du début de l'Éocène (ZACHOS et al., 2010). On remarque que les événements ETM2 et ETM3 apparaissent lors de maxima du cycle long de l'excentricité (405 ka) alors que le PETM apparaît lors d'un minimum du cycle long mais un maximum du cycle court (100 ka) de l'excentricité.

Le Danian-Selandian event (DSE)

Une étude dans le bassin du Nil (Égypte) (BORNEMANN et al., 2009) montre un CIE de -2‰ enregistré dans les foraminifères benthiques à la fin du Danian, il y a 60,5 Ma. Cet enregistrement est très bien corrélé avec ceux de Zumaia en Espagne (SCHMITZ et al., 2001). Selon BORNEMANN et al., 2009 divers scénarii pourraient expliquer le CIE à la transition Danian-Selandian. (1) À l'échelle locale, relâchement de carbone léger (CO₂) par dégradation de la matière organique directement réincorporé dans les tests des foraminifères benthiques au cours de leur dépôt. (2) À une échelle plus importante, mêmes conditions que celles décrites pour le PETM.

À la transition Danian-Selandian, on observe une préservation de la matière organique, de nombreux restes de poissons indiquant des conditions dioxygènes en eaux profondes, un rapport $\frac{\text{plancton}}{\text{foram. benthiques}}$ élevé avec des foraminifères benthiques essentiellement opportunistes indiquant

des mers peu profondes (baisse du niveau marin possible entre 50 et 100 m (SPEIJER, 2003)). Ce qui est cohérent avec l'ouverture de l'Atlantique Nord et le soulèvement de l'Europe de l'Ouest à l'origine d'une régression marine importante entre 60 et 61 Ma.

Même si on ne possède pas encore de données chiffrées sur l'évolution de la température au cours du DSE (pas de données de $\delta^{18}\text{O}$), l'ensemble des observations le caractérisant permet de le considérer comme un événement hyperthermique. Les similitudes entre les événements DSE et PETM, et leur durée similaire (entre 100 et 191 ka) suggèrent des mécanismes déclencheurs identiques.

SPEIJER, 2003 suggère que le DSE pourrait être un précurseur du PETM. Pour l'instant le peu de données sur le *Danian-Selanian event* ne permettent pas de proposer des hypothèses quant à un forçage orbital à l'origine des excursions isotopiques. Toutefois l'apparition d'un autre événement hyperthermique, 5 Ma avant le PETM, est cohérent un scénario cyclique, probablement forcé astronomiquement.

Les événements hyperthermiques pendant l'EECO (Early Eocene Climatic Optimum)

La forte dissolution des carbonates pose un problème pour étudier les événements hyperthermiques post-PETM qui sont très condensés et dont les sections complètes sont rares. Beaucoup de travail sur une grande variété de sections reste à faire si on veut comprendre la nature des événements hyperthermiques du Paléogène. Actuellement on a recensé 4 excursions isotopiques négatives du carbone au sein du chron C24 entre 56 et 52 Ma. Trois d'entre eux sont reconnus pour être des événements hyperthermiques : le PETM, l'ETM2 (ou *Elmo event* - 53,2 Ma), et l'ETM3 (ou *X event* - 52,5 Ma, AGNINI et al., 2009). Ces événements présentent des horizons plus riches en sédiments terrigènes liés à un cycle hydrologique accéléré et à une dissolution des carbonates. Les anomalies en $\delta^{13}\text{C}$ apparaissent dans les horizons riches en marnes mais se poursuivent au niveau des calcaires adjacents. Ceci prouve que les CIE sont des signaux primaires et non la manifestation d'une lithologie différente (NICOLO et al., 2007).

L'événement ETM2 (ou *Elmo event*)

L'événement Elmo présente les mêmes caractéristiques isotopiques et biotiques que le PETM mais avec de plus faibles amplitudes de variations de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$: le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques diminue de -2,5‰, celui des foraminifères benthiques de -1‰ et le $\delta^{18}\text{O}$ diminue de -0,6‰. On retrouve les mêmes données dans différents bassins océaniques : il s'agit d'un second maximum thermique global (LOURENS et al., 2005).

Les mécanismes déclencheurs possibles seraient le passage d'un seuil de température après une augmentation graduelle, un impact cométaire, un volcanisme explosif, une réorganisation de la circulation océanique, une forte érosion continentale. Et pourquoi pas un forçage orbital ?

L'*Elmo event* apparaît lors des maxima des cycles court (100 ka) et long (405 ka) de l'excentricité, à l'origine d'un contraste saisonnier important pouvant initier l'événement hyperthermique.

Les études cyclostratigraphiques montrent que le PETM apparaît lors d'un minimum du cycle long de l'excentricité, ce qui va à l'encontre d'un hypothétique forçage orbital (Figure A.7b., LOURENS et al., 2005). En effet, 1 827 Ma séparent le PETM de l'ETM2, ainsi les deux événements ne peuvent pas tomber dans la même phase du cycle long de l'excentricité (WESTERHOLD et al., 2007). Cependant le PETM apparaîtrait au niveau d'un maximum du cycle court de l'excentricité qui pourrait être la cause du déclenchement de cet événement hyperthermique (Figure A.7b., ZACHOS et al., 2010). Un autre mécanisme orbital et/ou une source additionnelle de carbone seraient toutefois nécessaires pour expliquer l'apparition et l'échelle inhabituelle du PETM.

Ainsi, il est probable qu'en plus de la variabilité à court terme du cycle du carbone et du climat pendant le Paléogène ancien, ces derniers soient modulés par un forçage orbital, spécifiquement par l'excentricité qui serait à l'origine des maxima thermiques secondaires et les CIE au début de l'Éocène.

L'événement ETM3 (ou *X event*)

Il y a 52,5 Ma, l'*X event* montre une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de -0,6‰ ainsi qu'une dissolution des carbonates (entre 70% et 25% de pertes). Des réactions biotiques se font également ressentir. On note une augmentation relative du nombre de taxons de nannofossiles calcaires ayant des affinités avec des conditions eutrophiques chaudes couplée à une diminution de taxons prospères dans des eaux oligotrophiques. Ceci suggère un enrichissement en nutriments dissous (venant probablement d'une augmentation de l'érosion des silicates) dans des eaux de surfaces plus chaudes. On aurait alors un découplage entre des conditions eutrophiques sur les plateaux continentaux et des conditions oligotrophiques en domaine pélagique. De tels enregistrements ont été observés en Atlantique Sud et dans le Pacifique, indiquant le caractère global de l'événement (AGNINI et al., 2009 ; RÖHL et al., 2005).

L'ETM2 et l'ETM3 montrent des réactions très similaires à celles du PETM. Certains auteurs font l'hypothèse que ces événements hyperthermiques résulteraient d'un relargage répété de méthane contenu dans des clathrates, probablement dû à des réchauffements des fonds océaniques. Mais compte-tenu de la petitesse de la taille des CIE et de la récupération plus rapide pour l'ETM2 et l'ETM3 que pour le PETM (AGNINI et al., 2009) l'hypothèse de QUILLÉVÉRÉ et al. (2008) peut s'appliquer également dans ce cas (cf. A).

GALEOTTI et al. (2010) se sont intéressés aux événements ETM2 et ETM3 dans la section de Contessa Road en Italie. Leur originalité est d'étudier essentiellement la teneur en CaCO_3 pour retrouver les cycles orbitaux. Ils notent alors qu'il y aurait une modulation de l'excentricité et de la précession de 2,4 Ma alors que dans les études précédentes basées sur l'analyse du $\delta^{13}\text{C}$ la modulation est de 2,25 Ma (LOURENS et al., 2005). Dans un tel cas, 5 cycles longs d'excentricité séparent le PETM de l'ETM2. L'analyse des cycles orbitaux et de leur impact possible dans le déclenchement des événements hyperthermiques est donc encore en cours d'étude. Il n'y a pas actuellement consensus autour d'une hypothèse ou une autre (i.e. le PETM apparaît lors d'un maximum du cycle long de l'excentricité ou non).

CONCLUSION : VERS UNE SYNTHÈSE DES ÉVÉNEMENTS HYPERTHERMIQUES

L'analyse d'autres événements hyperthermiques autour du PETM a permis de comprendre, ou du moins de faire des hypothèses, quant à (aux) l'événement(s) déclencheur(s) de tels réchauffements abrupts. Même si les données chiffrées ne sont pas toujours les mêmes et que les auteurs ne sont pas toujours d'accord, il semblerait qu'une composante astronomique soit à l'origine de l'ensemble des événements. Les réponses biotiques, géochimiques, climatiques semblent toutes se ressembler entre les différents événements hyperthermiques, à l'amplitude près. La principale originalité du PETM est un retour aux conditions « pré-réchauffement » relativement lent.

On peut proposer le scénario suivant. Des maxima d'excentricité (cycles longs et/ou courts) seraient à l'origine de contrastes saisonniers importants entraînant un réchauffement climatique global et une diminution du gradient thermique latitudinal. Ces derniers bouleverseraient la circulation océanique thermohaline. C'est à ce stade que les scénarii divergent entre le PETM et les autres événements hyperthermiques.

Dans le cas du Dan-C2, du DSE, de l'ETM2 et de l'ETM3, le réchauffement des eaux de surface associé à une eutrophisation seraient à l'origine d'une diminution de la productivité primaire et d'une déstabilisation du transfert de carbone entre les communautés planctoniques et benthiques (à l'origine des CIE). La pompe biologique étant modifiée, une augmentation de gaz à effet de serre (CO_2) amplifierait alors le réchauffement par boucle de rétroaction positive. Le retour à la normale se fait ensuite rapidement grâce à l'altération de silicates et l'apport d'ions CO_3^{2-} favorisant la reprise de formation de carbonates.

Dans le cas du PETM, une source de carbone léger additionnel entrerait en jeu : par exemple le CO_2 venant du volcanisme intense de la province Atlantique Nord. Cet apport de gaz à effet de serre amplifierait le réchauffement initial. Lors du changement de la circulation océanique, des courants encore plus chauds permettraient alors de passer le seuil de déstabilisation des clathrates. Le phénomène est alors enclenché et s'amplifie par rétroaction positive. Le retour à la normale est alors plus long, le temps du re-enfouissement du carbone organique léger.

A travers la reconstruction des événements hyperthermiques du Paléogène ancien on se rend compte de l'importance que peut avoir un réchauffement climatique. Quelque soit son origine (volcanisme et/ou excentricité maximale), il suffit de passer un seuil critique pour déclencher des boucles de rétroactions positives modifiant ce simple réchauffement en un événement hyperthermique global. Les paléoclimatologues et climatologues s'intéressent énormément à ces phénomènes. Il craignent que le réchauffement climatique actuel soit tellement rapide et intense qu'il déclenche des phénomènes de rétroactions positives incontrôlables (comme la déstabilisation d'hydrates de méthanes contenues actuellement dans le permafrost canadien) et sans retour avant les 100 prochains milliers d'années.

B ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS PALÉOGÈNES

TABLE B.1 – Composition isotopique en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des sédiments carbonatés des sections d'Aertashi et de la Mine.

SECTION D'AERTASHI Incursions marines					SECTION D'AERTASHI Eocene-Oligocene Transition					SECTION DE LA MINE Incursions marines				
Échantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	% CaCO_3	Échantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	% CaCO_3	Échantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	% CaCO_3
AT36	-3.02	-8.27	22.33	23	AT37	-3.46	-7.57	23.06	10	MS39	-2.05	-6.40	24.26	6
AT35	-2.47	-6.04	24.63	6	AT38	-2.84	-7.63	22.99	7	MS38	-2.34	-6.72	23.93	7
AT34	0.61	-4.99	25.72	12	AT39	-3.34	-7.56	23.07	11	MS37	-2.47	-6.64	24.02	11
AT33	1.12	-5.34	25.36	21	AT40	-3.49	-9.34	21.23	12	MS36	-0.75	-3.83	26.91	53
AT32	-0.06	-6.70	23.95	23	AT41	-3.82	-9.65	20.91	11	MS35	-1.93	-5.79	24.89	18
AT31	0.18	-4.99	25.72	33	AT42	-3.97	-8.37	22.23	12	MS34	-2.00	-5.04	25.66	13
AT30	0.63	-5.21	25.49	42	AT43	-3.14	-8.94	21.64	10	MS33	-3.19	-5.99	24.69	6
AT29	-0.15	-5.96	24.72	20	AT44	-1.61	-6.04	24.63	7	MS32	-3.26	-5.73	24.95	6
AT28	-0.50	-5.71	24.97	20	AT45	-0.21	-7.98	22.63	8	MS31	-4.10	-4.67	26.05	10
AT27	0.49	-6.00	24.67	37	AT46	-2.00	-7.85	22.77	-	MS30	-3.65	-4.48	26.24	15
AT26	0.19	-5.01	25.70	30	AT47	-1.57	-9.16	21.42	6	MS29	-3.88	-6.96	23.69	3
AT25	0.77	-5.71	24.97	17	AT48	-2.88	-8.41	22.19	7	MS28	-4.20	-7.25	23.39	-
AT24	1.02	-5.18	25.52	32	AT49	-2.84	-7.52	23.11	5	MS27	-4.46	-7.35	23.28	-
AT23	1.20	-5.12	25.58	26	AT50	-2.65	-6.40	24.26	-	MS26	-4.47	-7.07	23.57	11
AT22	0.81	-7.30	23.33	25	AT51	-2.94	-7.93	22.69	-	MS25	-4.65	-8.41	22.19	15
AT21	0.93	-6.63	24.03	25	AT52	-0.93	-6.68	23.97	5	MS24	-4.00	-8.17	22.44	5
AT20	1.04	-4.27	26.46	27						MS23	-4.22	-8.12	22.49	6
AT19	1.29	-5.46	25.23	54						MS22	-3.76	-7.68	22.94	17
AT18	1.37	-5.34	25.36	46						MS21	-3.77	-9.27	21.30	22
AT17	1.41	-5.29	25.41	47						MS20	-3.30	-9.24	21.33	10
AT16	1.51	-6.95	23.70	32						MS19	-3.31	-9.55	21.02	15
AT15	1.48	-4.86	25.85	65						MS18	-3.28	-8.37	22.23	7
AT14	0.86	-5.07	25.63	65						MS17	-2.71	-5.84	24.84	4
AT13	-2.20	-7.49	23.14	12						MS16	-1.07	-5.97	24.71	37
AT12	-1.00	-5.93	24.75	10						MS15	0.91	-3.19	27.57	60
AT11	1.24	-3.64	27.11	65						MS14	0.81	-2.61	28.17	68
AT10	5.63	-4.16	26.57	87						MS13	0.84	-2.74	28.04	50
AT09	2.97	-3.76	26.98	80						MS12	0.10	-3.68	27.07	28
AT08	1.30	-4.16	26.57	85						MS11	1.42	-3.55	27.20	78
AT07	1.47	-3.92	26.82	80						MS10	0.67	-2.21	28.58	85
AT06	-0.28	-4.52	26.20	5						MS09	2.07	-1.83	28.97	35
AT05	2.91	-5.30	25.40	5						MS08	2.39	-3.58	27.17	80
AT04	5.60	-4.46	26.26	85						MS07	0.05	-4.33	26.40	33
AT03	2.92	-5.34	25.36	45						MS06	0.81	-4.47	26.25	35
AT02	3.72	-5.77	24.91	98						MS05	-3.13	-5.45	25.24	20
AT01	2.36	-2.62	28.16	63						MS04	1.24	-3.42	27.33	5
										MS03	1.05	-4.06	26.67	58
										MS02	4.56	-7.23	23.41	95
										MS01	5.51	-2.19	28.60	95

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
after Friedman and O'Neil, 1977
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = (1.03086 * \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.86$

INCORPORATION DU MG AU SEIN DE LA COQUILLE DES HUÎTRES PALÉOGÈNES D'ASIE CENTRALE

Cette annexe correspond aux données complémentaires associées à l'article du Chapitre 6.

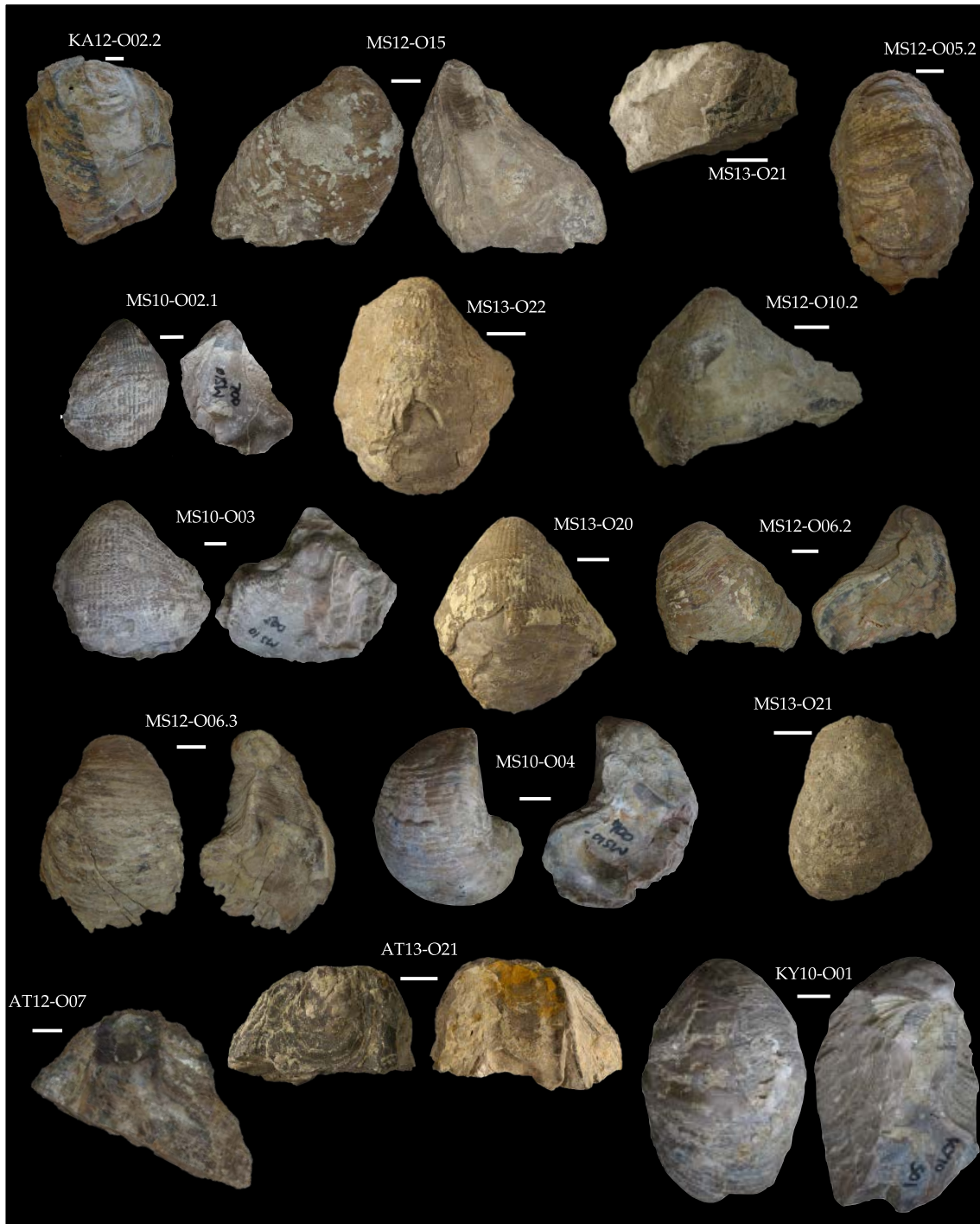


FIGURE C.1 – Chinese Oysters. KA12-O02.2 : *O. bellovacina* ; MS12-O15, MS13-O21, AT12-O07, AT13-O21 : *F. hemiglobosa* ; MS12-O05.2, MS10-O02.1, MS13-O22 : *O. (T.) strictiplicata* ; MS12-O10.2, MS10-O03, MS13-O20, KY10-O01 : *S. buhsii* ; MS12-O06.2, MS12-O06.3, MS10-O04, MS13-O21 : *F. bashibulakeensis*. White bar = 2 cm.

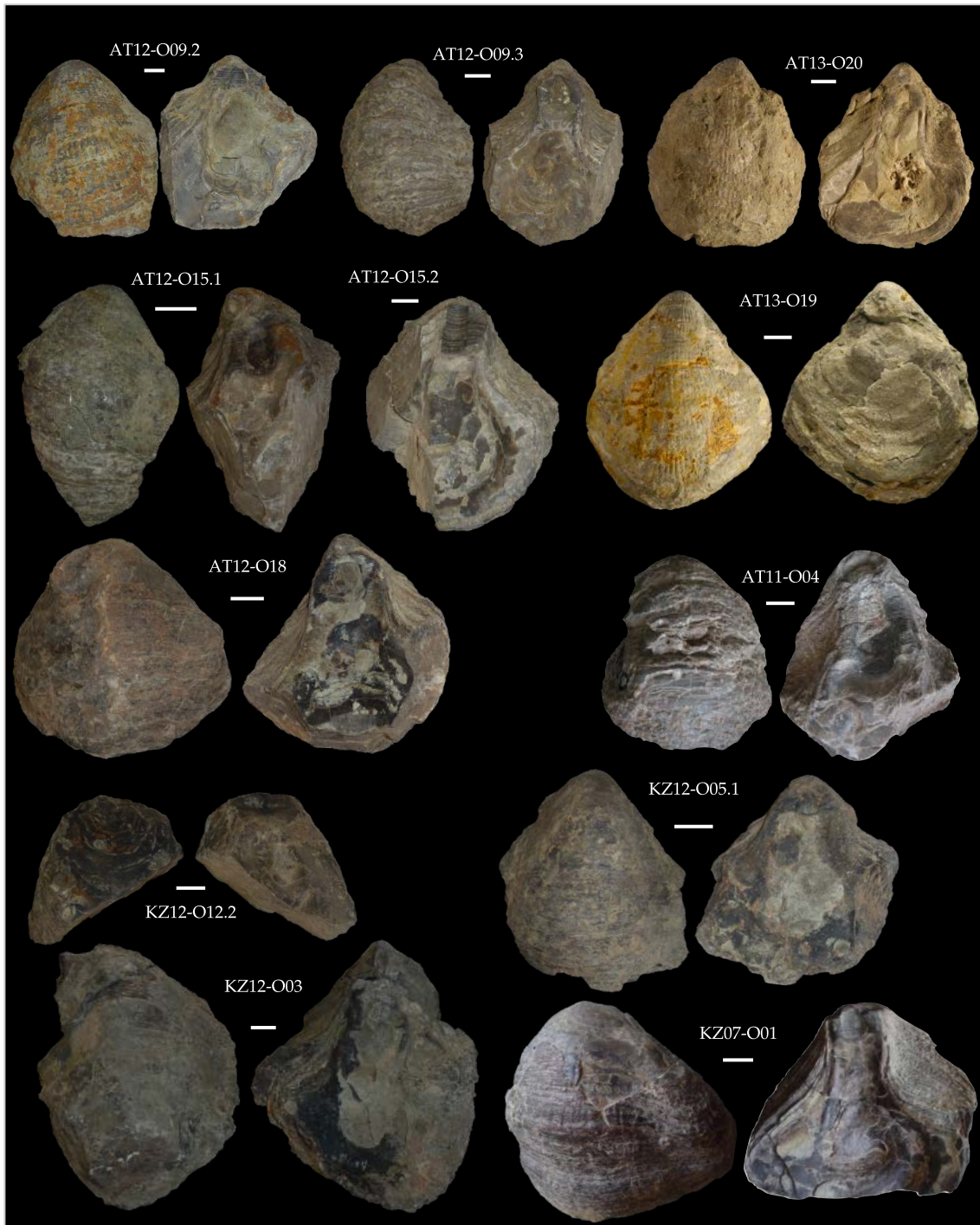


FIGURE C.2 – Chinese Oysters. KZ12-O12.2, AT12-O09.2, AT12-O09.3, AT13-O20, AT12-O15.1, AT12-O15.2, AT13-O20, AT12-O18, AT11-O04, KZ12-O05.1, KZ12-O03, KZ07-O01 : *S. buhsii*. White bar = 2 cm.

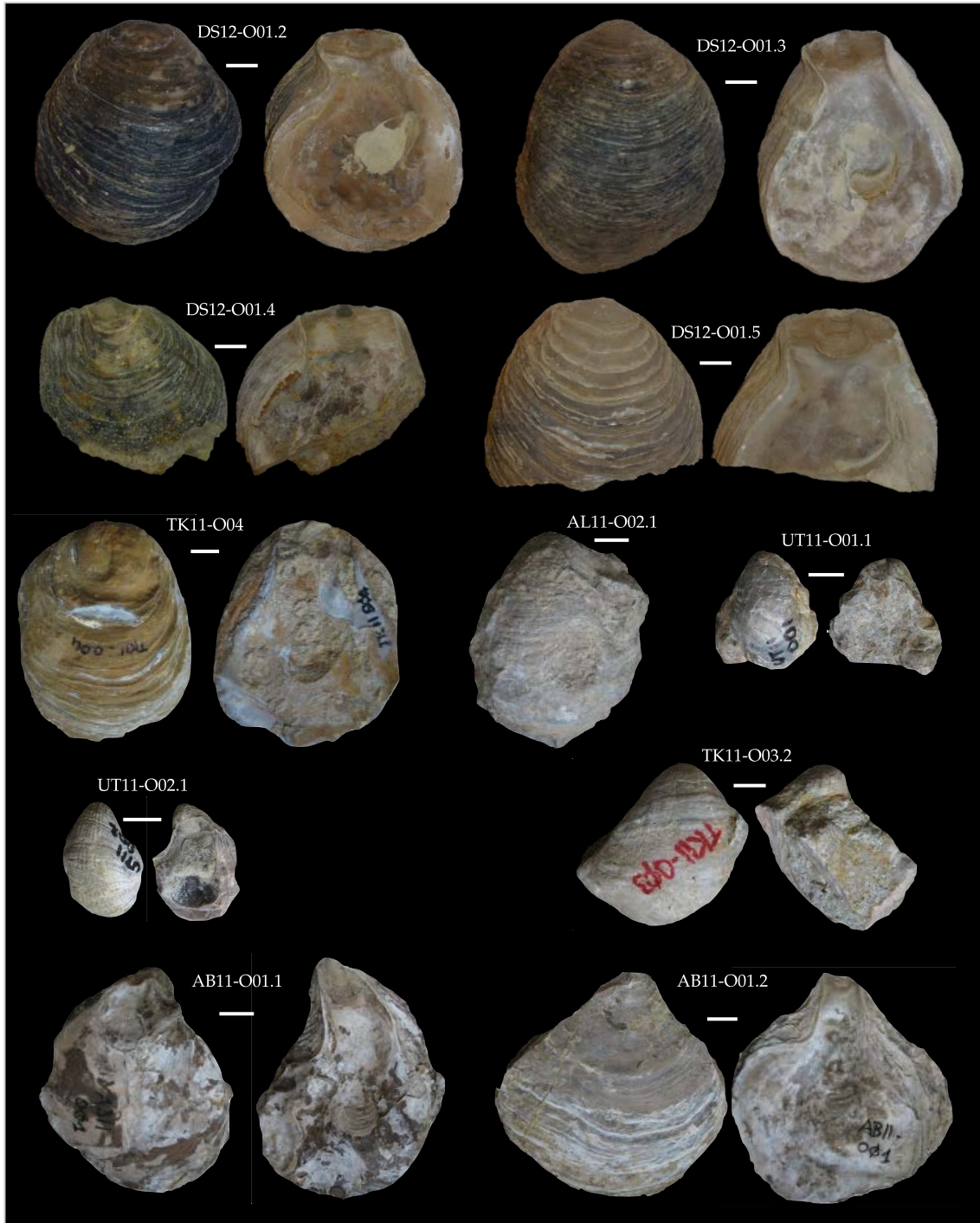


FIGURE C.3 – Tadjik and Kyrgyz Oysters. DS12-O01.2, DS12-O01.3, DS12-O01.4, DS12-O01.5, TK11-O04 : *F. hemiglobosa* ; AL11-O02.1 : *O. (T.) strictiplicata* ; UT11-O01.1, UT11-O02.1 : *S. orientalis* ; TK11-O03.2 : *S. buhsii* ; AB11-O01.1, AB11-O02.1 : *P. asiatica*. White bar = 2 cm.



FIGURE C.4 – Radial sections of oyster shells showing light and dark alternation corresponding to the years of the living growth. Transect followed by laser ablation for trace element analyses are indicated in blue and green. Paths followed by the Micromill for stable isotopes analyses are indicated in black. Black bar = 1cm.

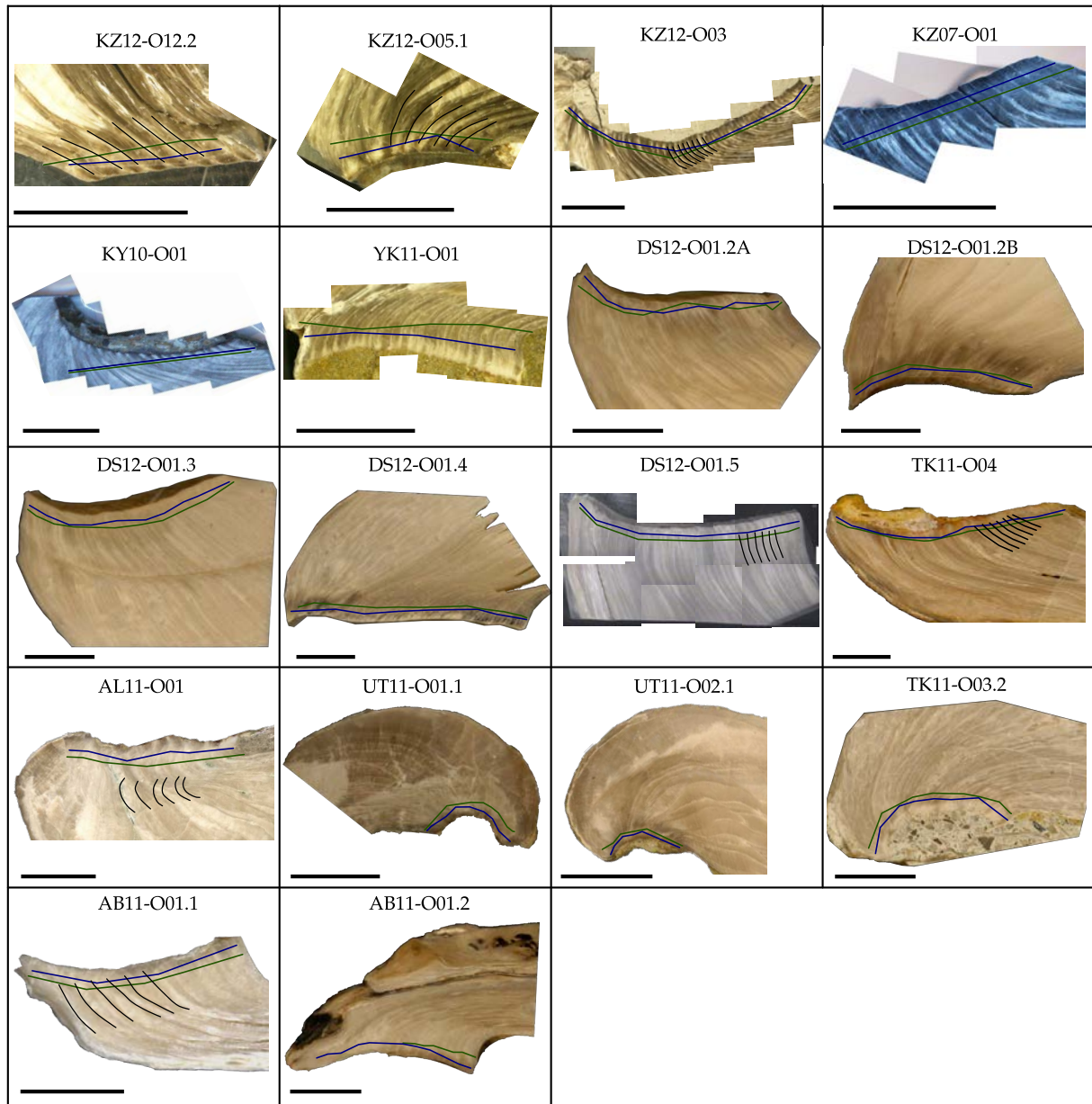


FIGURE C.5 – Radial sections of oyster shells showing light and dark alternation corresponding to the years of the living growth. Transect followed by laser ablation for trace element analyses are indicated in blue and green. Paths followed by the Micromill for stable isotopes analyses are indicated in black. Black bar = 1cm

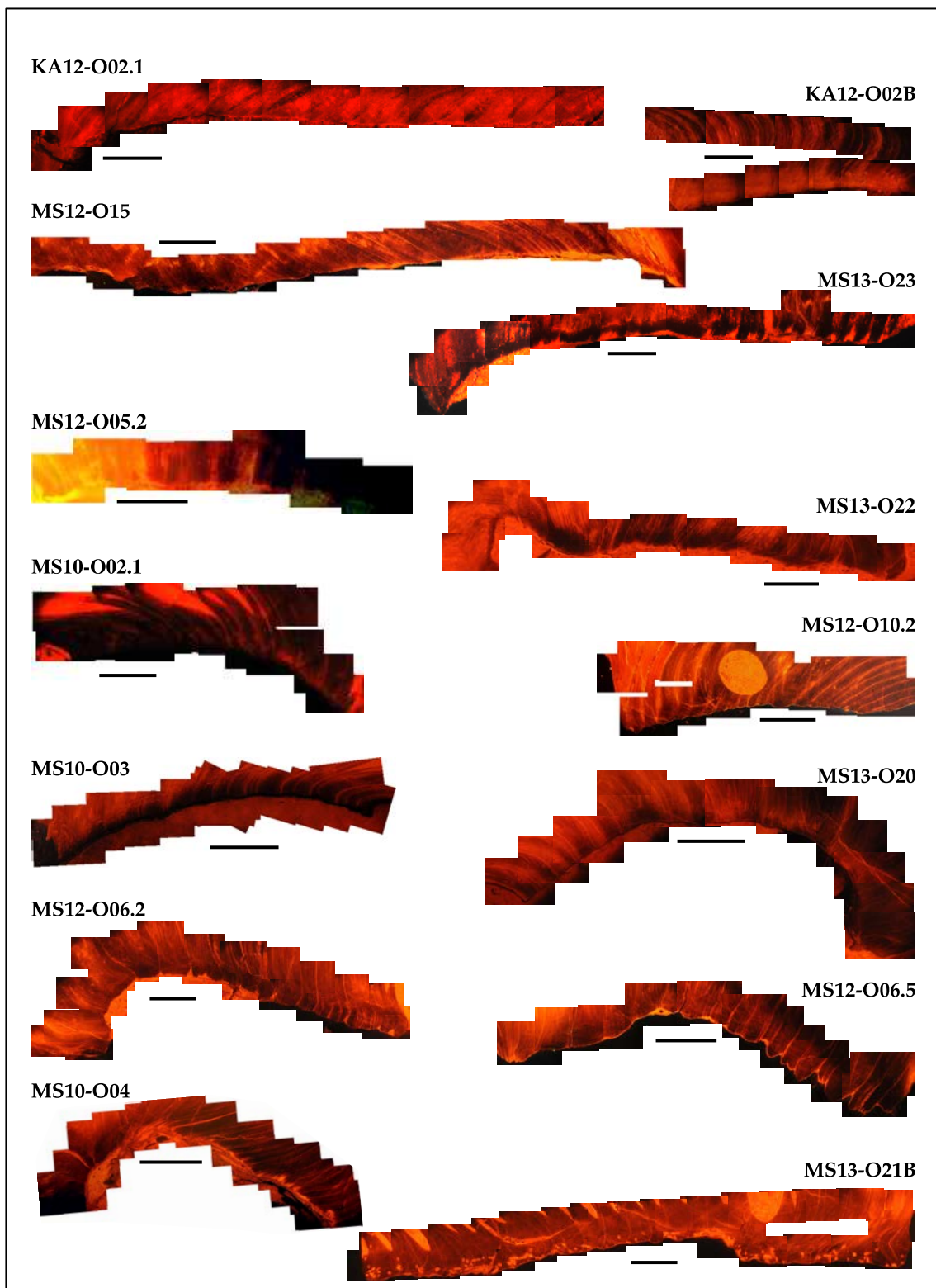


FIGURE C.6 – CL microscopy of Chinese oysters from the Mine Section. Black bar = 0.5 cm.

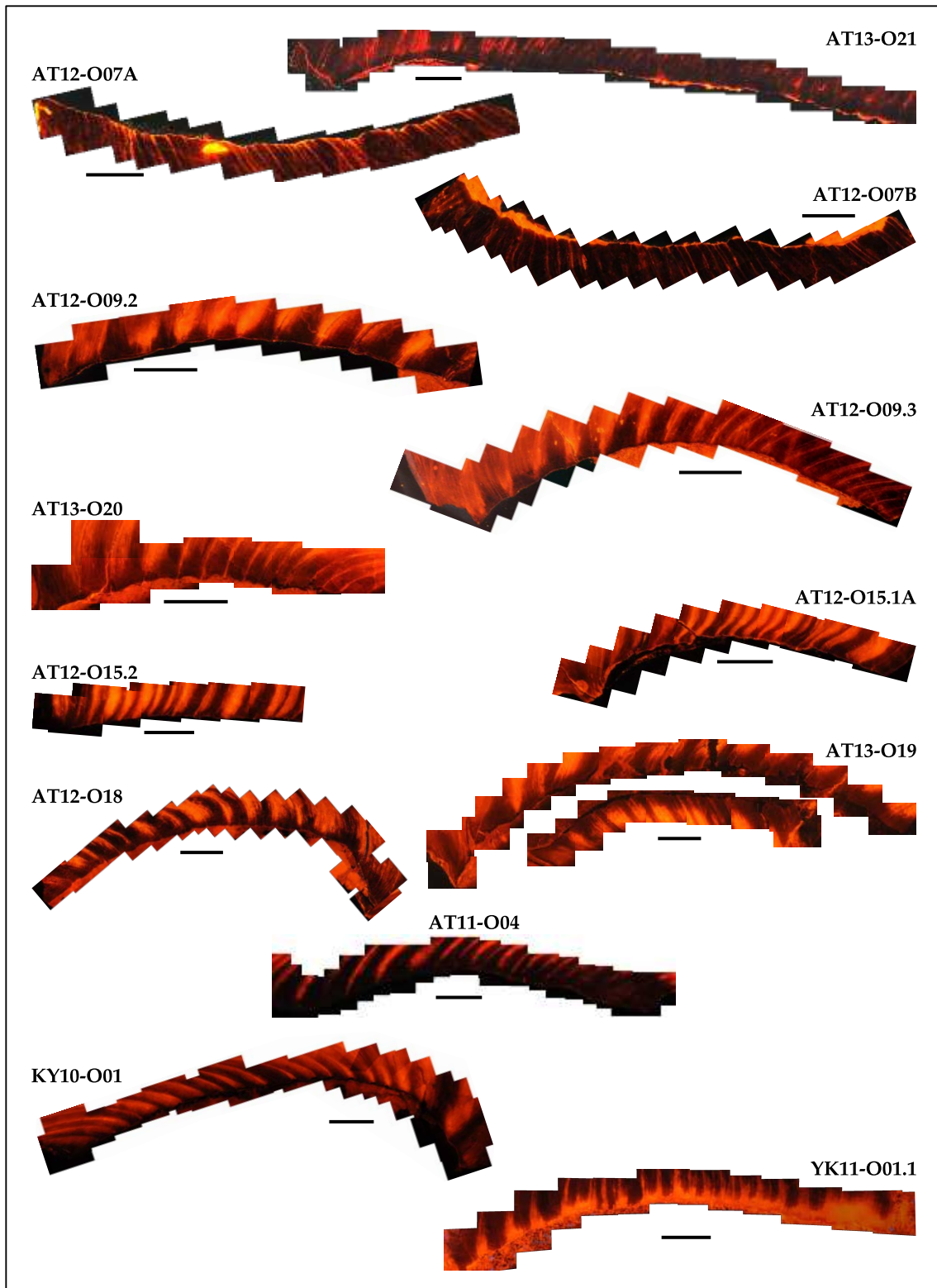


FIGURE C.7 – CL microscopy of Chinese oysters from Aertashi, Keyliand and Yarkand Sections. Black bar = 0.5 cm.

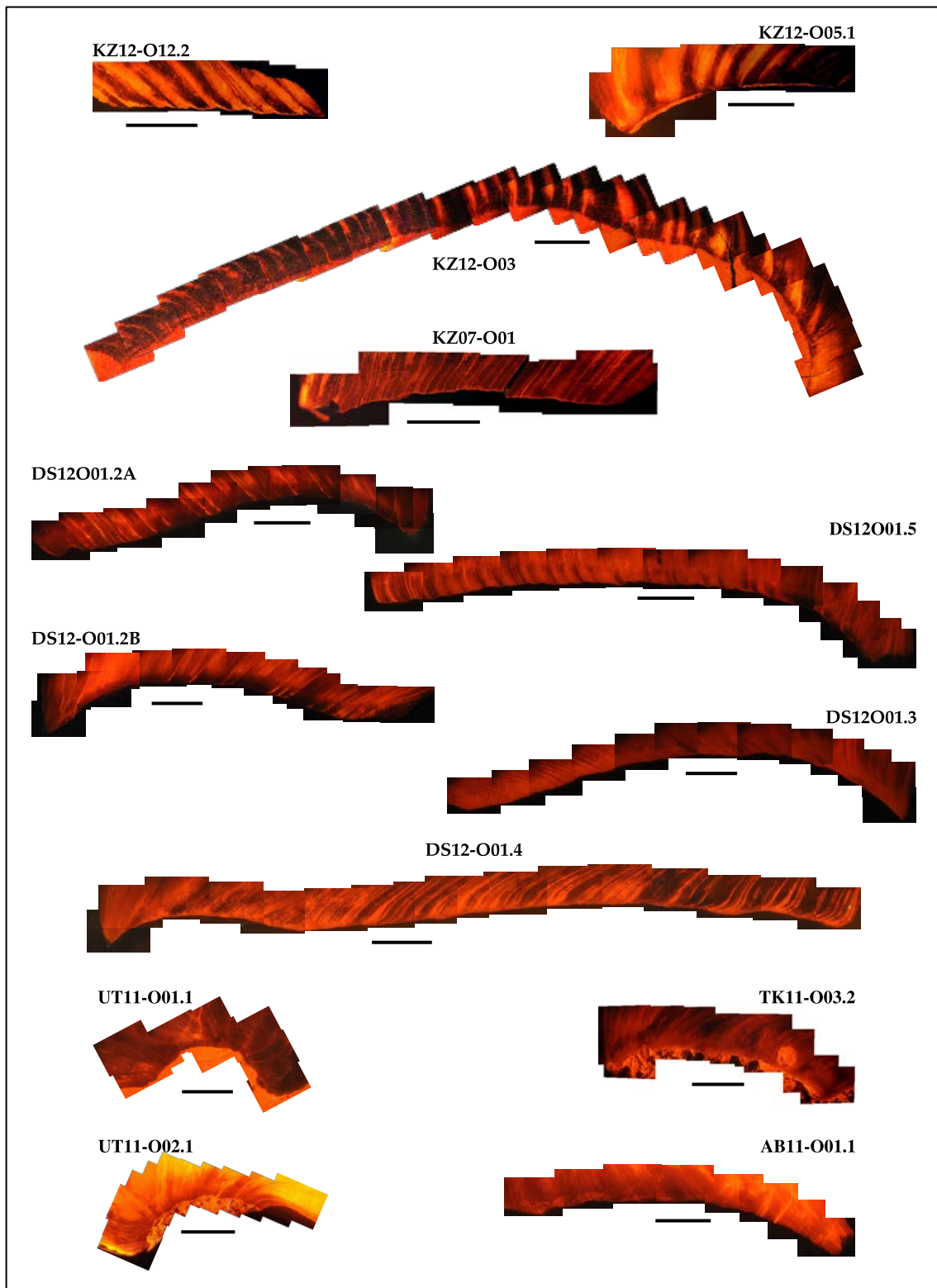


FIGURE C.8 – CL microscopy of Chinese, Tajik and Kyrgyz oysters from Kezi, Kuhdara, Uch-Tobo, Tash-Kumyr and Ala Buka Sections. Black bar = 0.5 cm.

TABLE C.1 – Analytical data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Mg/Ca) for the specimens analysed. Each time we average all the maxima picks and all the minimas picks to have an idea of the maximal amplitude of seasonality. When no clear seasonality is defined by Mg/Ca ratio, we report only the highest and the lowest data, and the data are in a grey background.

# Sample	Ref. N°	Isotopes bulk		Isotopes increments						Mg/Ca (mmol/mol)		
		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	Average		Minimas		Maximas		Average	Minimas	Maximas
				$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)			
KA12-O02.1	1	0.02	-4.01							5.54 ± 0.84	4.73 ± 1.10	6.97 ± 1.18
KA12-O02.2B	2	0.17	-4.10	0.01 ± 0.25	-3.23 ± 0.83	-0.29 ± 0.08	-4.25 ± 0.24	0.38 ± 0.21	-1.88 ± 0.28	5.23 ± 0.64	3.73 ± 0.47	6.88 ± 0.49
MS12-O15	3	0.79	-3.40							4.47 ± 1.09	2.59 ± 0.87	6.41 ± 0.86
MS13-O23	4	0.16	-2.90	-0.15 ± 0.28	-2.56 ± 0.68	-0.54 ± 0.17	-3.36 ± 0.28	0.24 ± 0.10	-1.44 ± 0.23	9.78 ± 2.36	5.16 ± 0.85	13.56 ± 0.63
MS12-O05.2	5	1.23	-3.11	1.45 ± 0.48	-2.28 ± 1.17	0.97 ± 0.16	-3.75 ± 0.82	2.23 ± 0.21	-0.55 ± 0.31	5.97 ± 1.20	3.62 ± 0.49	8.47 ± 1.01
MS10-O02.1	6	1.87	-1.31	1.64 ± 0.59	-0.57 ± 0.42	1.38 ± 0.67	-0.88 ± 0.40	1.94 ± 0.42	-0.28 ± 0.34			
MS13-O22	7	1.65	-1.81							5.49 ± 0.81	3.64 ± 0.69	7.09 ± 1.03
MS12-O10.2	8	1.65	-3.35							3.76 ± 0.75	3.60 ± 1.27	5.18 ± 0.75
MS10-O03	9	0.82	-0.60									
MS13-O20	10	1.04	-1.06	1.25 ± 0.42	-0.73 ± 0.30	0.76 ± 0.24	-1.31 ± 0.18	1.74 ± 0.35	-0.33 ± 0.16	4.51 ± 0.13	3.60 ± 0.28	5.16 ± 0.46
MS12-O06.2	11	1.28	-3.36							3.34 ± 1.00	1.60	8.76
MS12-O06.5	12	1.36	-3.01	1.56 ± 0.21	-2.68 ± 0.98	1.31 ± 0.19	-3.79 ± 0.39	1.73 ± 0.20	-1.15 ± 0.46	2.74 ± 0.38	1.74 ± 0.22	3.25 ± 0.27
MS10-O04	13	1.15	-3.54							4.64 ± 1.51	2.56	8.09
MS13-O21	14	1.77	-4.44							4.42 ± 0.30	3.13 ± 0.39	5.52 ± 0.32
AT12-O07.A	15									4.64 ± 1.77	2.88 ± 1.44	7.27 ± 2.01
AT12-O07.B	16	1.82	-2.74	1.74 ± 0.24	-2.89 ± 0.95	1.43 ± 0.11	-4.27 ± 0.44	2.08 ± 0.09	-1.69 ± 0.54	4.25 ± 1.31	2.72 ± 1.10	6.68 ± 1.15
AT13-O21	17	1.86	-3.18							3.07 ± 1.23	1.06	7.71
AT12-O09.2	18	1.46	-2.31							6.10 ± 1.29	3.63 ± 0.99	8.40 ± 1.16
AT12-O09.3	19	1.47	-2.65	1.41 ± 0.23	-2.73 ± 0.91	1.09 ± 0.07	-3.94 ± 0.70	1.72 ± 0.23	-1.73 ± 0.58	4.20 ± 1.66	1.80 ± 0.95	7.33 ± 0.86
AT13-O20	20	1.66	-2.52	1.81 ± 0.17	-2.04 ± 0.65	1.58 ± 0.15	-2.95 ± 0.31	2.01 ± 0.14	-1.19 ± 0.35	6.50 ± 1.65	4.25 ± 0.76	10.04 ± 0.96
AT12-O15.1A	21	1.32	-3.58							8.91 ± 1.62	7.01 ± 1.63	10.92 ± 1.66
AT12-O015.2	22	1.38	-3.29	1.44 ± 0.25	-3.08 ± 0.75	1.15 ± 0.13	-3.29 ± 0.35	1.68 ± 0.22	-2.37 ± 0.23	5.29 ± 1.95	1.95 ± 1.17	8.94 ± 1.36
AT13-O19	23	1.98	-2.10	2.04 ± 0.32	-1.64 ± 0.61	1.80 ± 0.33	-2.36 ± 0.17	2.42 ± 0.26	-0.73 ± 0.34	6.84 ± 1.86	3.91 ± 1.10	9.81 ± 1.25
AT12-O18	24	1.82	-3.78							3.33 ± 0.90	1.80 ± 0.59	5.63 ± 0.98
AT11-O04	25	1.58	-3.12	1.59 ± 0.38	-2.91 ± 0.67	1.30 ± 0.33	-3.63 ± 0.33	2.12 ± 0.27	-1.51 ± 0.38	7.01 ± 1.54	4.59 ± 1.10	9.61 ± 0.92
KZ12-O12.2	26	-0.18	-2.97	-0.62 ± 0.20	-2.99 ± 0.54	-0.87 ± 0.05	-3.63 ± 0.22	-0.28 ± 0.17	-2.09 ± 0.28	8.14 ± 3.37	3.74 ± 1.30	14.33 ± 1.57
KZ12-O05.1	27	1.55	-2.65	1.72 ± 0.34	-2.16 ± 0.60	1.38 ± 0.22	-2.79 ± 0.55	2.21 ± 0.27	-1.16 ± 0.55	9.01 ± 2.21	4.24 ± 0.67	12.60 ± 0.70
KZ12-O03	28	1.76	-2.92	1.69 ± 0.28	-2.70 ± 0.67	1.28 ± 0.14	-3.56 ± 0.36	2.07 ± 0.17	-1.79 ± 0.26	5.73 ± 1.76	3.14 ± 0.53	9.18 ± 0.87
KZ07-O01	29	1.57	-3.75	1.67 ± 0.29	-3.95 ± 0.78	1.43 ± 0.13	-4.60 ± 0.06	2.02 ± 0.07	-2.30 ± 0.41	8.84 ± 1.46	7.12 ± 1.27	10.66 ± 1.98
KY10-O01	30	1.46	-2.51	1.45 ± 0.43	-2.23 ± 0.26	1.03 ± 0.45	-2.56 ± 0.21	1.78 ± 0.27	-1.90 ± 0.10	7.55 ± 0.91	4.74 ± 0.52	9.63 ± 0.20
YK11-O01	31	2.53	-3.55							3.88 ± 0.68	2.65 ± 0.37	5.99 ± 0.95
DS12-O01.2A	32	-0.19	-2.78							5.36 ± 3.93	1.67	9.49
DS12-O01.2B	33	0.11	-2.75							3.93 ± 1.36	2.15	8.56
DS12-O01.3	34	-0.67	-3.44							3.31 ± 0.22	2.53 ± 0.33	4.58 ± 0.68
DS12-O01.4	35	-0.17	-3.34							4.13 ± 1.44	1.33	9.49
DS12-O01.5	36	-0.73	-3.36	-0.58 ± 0.20	-3.10 ± 0.34	-0.95 ± 0.15	-3.72 ± 0.35	-0.32 ± 0.05	-2.74 ± 0.15	6.52 ± 0.33	5.53 ± 0.37	7.67 ± 0.41
TK11-O04	37	-0.52	-4.95	-0.50 ± 0.15	-4.33 ± 0.45	-0.75 ± 0.02	-4.89 ± 0.27	-0.31 ± 0.07	-3.85 ± 0.41	4.49 ± 0.59	3.34 ± 0.52	5.96 ± 1.00
AL11-O02.1	38	0.99	-2.94	1.13 ± 0.23	-2.32 ± 0.71	0.88 ± 0.12	-3.15 ± 0.50	1.31 ± 0.27	-1.50 ± 0.48	6.28 ± 1.28	3.96 ± 0.53	9.10 ± 1.88
UT11-O01.1	39	1.63	-3.40							8.23 ± 2.17	7.50 ± 1.65	12.42 ± 2.42
UT11-O02.1	40	1.19	-3.06							7.00 ± 1.29	4.13 ± 0.19	9.67 ± 0.47
TK11-O03.2	41	0.06	-5.20							5.63 ± 1.25	3.32 ± 0.58	7.64 ± 1.29
AB11-O01.1	42	-0.13	-4.73	-0.65 ± 0.55	-4.49 ± 0.81	-1.36 ± 0.25	-5.48 ± 0.35	0.19 ± 0.33	-3.28 ± 0.46	3.23 ± 0.25	2.51 ± 0.38	4.37 ± 0.41
AB11-O01.2	43	-0.74	-5.45							3.95 ± 0.02	3.42 ± 0.33	4.64 ± 0.55

TABLE C.2 – Estimation of temperature from (1) Mg/Ca data and thanks to MOUCHI et al. (2013) model, and (2) from $\delta^{18}\text{O}$ data, thanks to ANDERSON et ARTHUR (1983) model and with a $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = 0.65\text{‰}$.

# Sample	Ref. N°	Temp. deduced from Mg/Ca			Temp. deduced from $\delta^{18}\text{O}$		
		Average	Minimas	Maximas	Average	Minimas	Maximas
KA12-O02.1	1	22.8 ± 5.00	19.7 ± 4.20	28.2 ± 4.40			
KA12-O02.2	2	21.6 ± 4.30	16.0 ± 1.80	27.8 ± 1.90	34.1 ± 4.25	27.3 ± 1.32	39.4 ± 1.32
MS12-O15	3	18.7 ± 6.00	11.7 ± 3.30	26.1 ± 3.20			
MS13-O23	4	38.8 ± 10.8	21.3 ± 3.20	53.0 ± 2.40	30.7 ± 3.34	25.2 ± 1.09	34.7 ± 1.47
MS12-O05.2	5	24.4 ± 6.40	15.5 ± 1.80	33.8 ± 3.80	29.4 ± 5.75	21.2 ± 1.39	36.8 ± 4.29
MS10-O02.1	6						
MS13-O22	7	22.6 ± 4.90	15.6 ± 2.60	28.6 ± 3.90			
MS12-O10.2	8	16.1 ± 4.70	15.5 ± 4.80	21.4 ± 2.80			
MS10-O03	9						
MS13-O20	10	18.9 ± 2.40	15.5 ± 4.80	21.3 ± 1.70	21.9 ± 1.44	20.2 ± 0.70	24.6 ± 0.86
MS12-O06.2	11	17.1 ± 5.95	7.9	38.5			
MS12-O06.5	12	12.2 ± 3.30	8.4 ± 0.80	14.1 ± 1.00	31.3 ± 4.87	23.9 ± 2.14	37.0 ± 2.06
MS10-O04	13	25.0 ± 10.9	10.3	59.0			
MS13-O21	14	18.5 ± 3.00	13.7 ± 1.50	22.7 ± 1.20			
AT12-O07.A	15	19.4 ± 8.50	12.7 ± 5.40	29.3 ± 7.60			
AT12-O07.B	16	17.9 ± 6.80	12.1 ± 4.20	27.1 ± 4.30	32.4 ± 4.81	26.4 ± 2.57	39.5 ± 2.43
AT13-O21	17	13.5 ± 4.62	5.9	31.0			
AT12-O09.2	18	24.9 ± 6.70	15.6 ± 3.70	33.6 ± 4.40			
AT12-O09.3	19	17.7 ± 8.20	8.7 ± 3.60	29.5 ± 3.23	31.6 ± 4.56	26.6 ± 2.73	37.8 ± 3.76
AT13-O20	20	26.4 ± 8.10	17.9 ± 2.80	39.7 ± 3.60	28.1 ± 3.14	24.1 ± 1.61	32.6 ± 1.57
AT12-O15.1	21	35.5 ± 8.00	28.3 ± 6.10	43.0 ± 6.30			
AT12-O015.2	22	21.8 ± 9.20	9.2 ± 4.40	35.6 ± 5.10	32.3 ± 2.23	29.7 ± 1.16	34.3 ± 1.82
AT13-O19	23	27.7 ± 8.90	16.6 ± 4.20	38.9 ± 4.70	26.2 ± 2.86	22.0 ± 1.52	29.7 ± 0.85
AT12-O18	24	14.4 ± 5.30	8.7 ± 2.20	23.1 ± 3.70			
AT11-O04	25	28.3 ± 7.70	19.2 ± 4.13	38.1 ± 3.45	32.4 ± 3.34	25.6 ± 1.79	36.1 ± 1.72
KZ12-O12.2	26	32.6 ± 14.6	16.0 ± 4.90	55.9 ± 5.90	32.4 ± 3.60	28.3 ± 1.37	36.1 ± 1.13
KZ12-O05.1	27	35.9 ± 10.1	17.9 ± 2.50	49.4 ± 2.60	28.7 ± 2.92	23.9 ± 2.80	31.8 ± 2.80
KZ12-O03	28	23.5 ± 8.50	13.7 ± 2.00	36.5 ± 3.30	31.4 ± 3.34	26.9 ± 0.26	35.7 ± 1.91
KZ07-O01	29	35.2 ± 7.40	28.7 ± 4.80	42.1 ± 7.46	37.9 ± 4.14	29.3 ± 1.99	41.3 ± 0.35
KY10-O01	30	30.4 ± 5.30	19.8 ± 1.90	38.2 ± 0.80	29.0 ± 1.25	27.4 ± 0.49	30.7 ± 1.03
YK11-O01	31	16.5 ± 4.50	11.9 ± 1.40	24.5 ± 3.60			
DS12-O01.2A	32	21.7 11.6	8.5	59.0			
DS12-O01.2B	33	18.4 5.58	10.2	37.8			
DS12-O01.3	34	14.3 ± 2.70	11.4 ± 1.20	19.1 ± 2.60			
DS12-O01.4	35	17.5 ± 5.42	6.9	37.7			
DS12-O01.5	36	26.5 ± 3.10	22.7 ± 1.40	30.8 ± 1.50	33.3 ± 1.77	31.5 ± 0.76	36.6 ± 1.83
TK11-O04	37	18.8 ± 4.10	14.5 ± 1.90	24.3 ± 3.80	39.9 ± 2.45	37.3 ± 2.20	43.0 ± 1.49
AL11-O02.1	38	25.6 ± 6.70	16.8 ± 2.00	36.2 ± 7.10	29.1 ± 4.01	25.5 ± 2.25	33.7 ± 2.59
UT11-O01.1	39	38.4 ± 9.95	30.1 ± 6.24	48.7 ± 9.13			
UT11-O02.1	40	28.3 ± 6.80	17.5 ± 0.66	38.3 ± 1.78			
TK11-O03.2	41	23.1 ± 6.60	14.4 ± 2.20	30.7 ± 4.90			
AB11-O01.1	42	14.1 ± 2.80	11.4 ± 1.40	18.4 ± 1.60	40.8 ± 4.40	34.3 ± 2.36	46.3 ± 2.01
AB11-O01.2	43	16.8 ± 2.00	14.8 ± 1.20	19.4 ± 2.10			

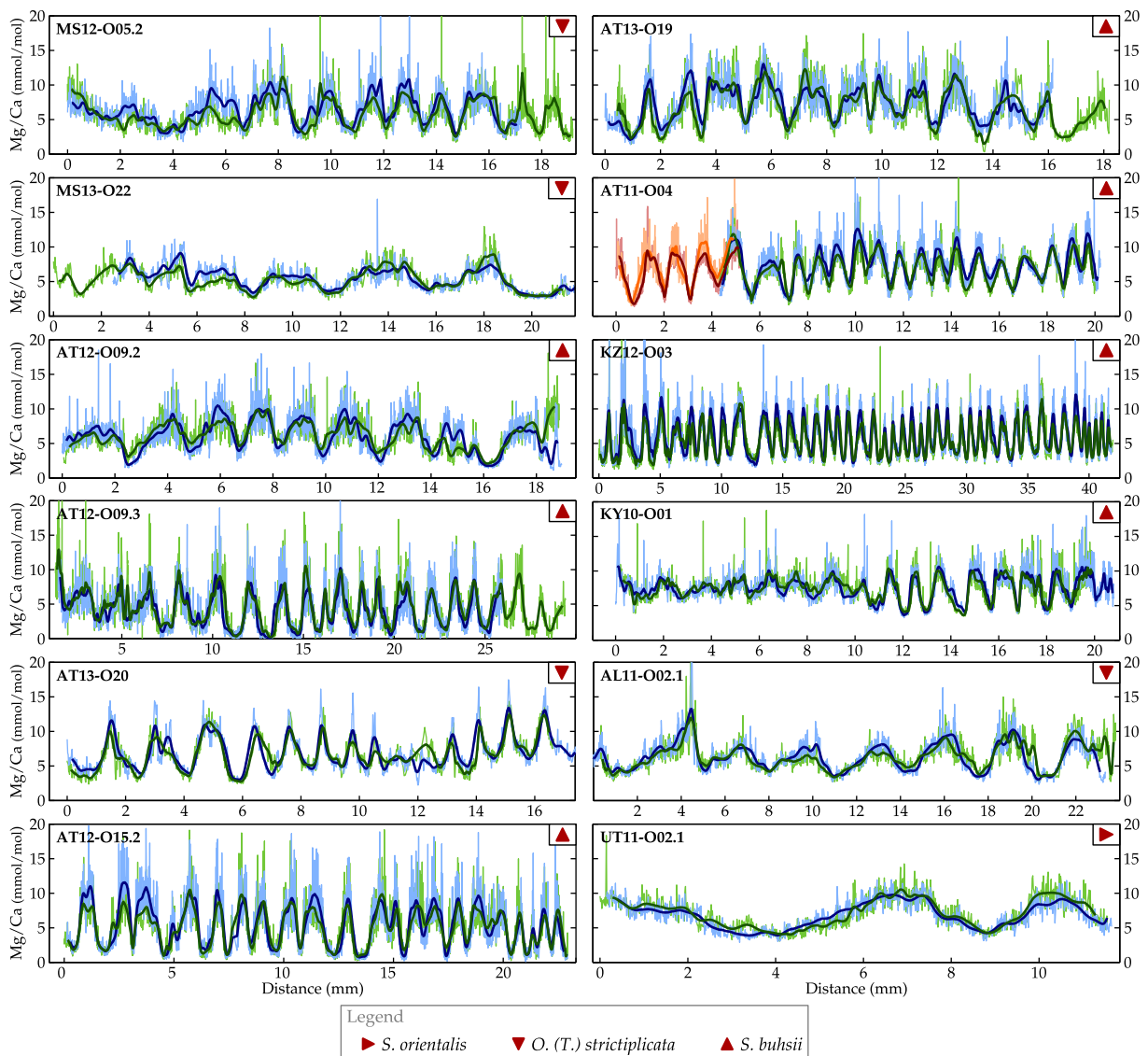


FIGURE C.9 – Mg/Ca composition across oyster shell ligamental areas : Reliable signals. Line colours correspond to the transects drawn on the shell in Figure 6.1. The patterns (triangle plain or empty) indicate the species as shown in Table 6.3.

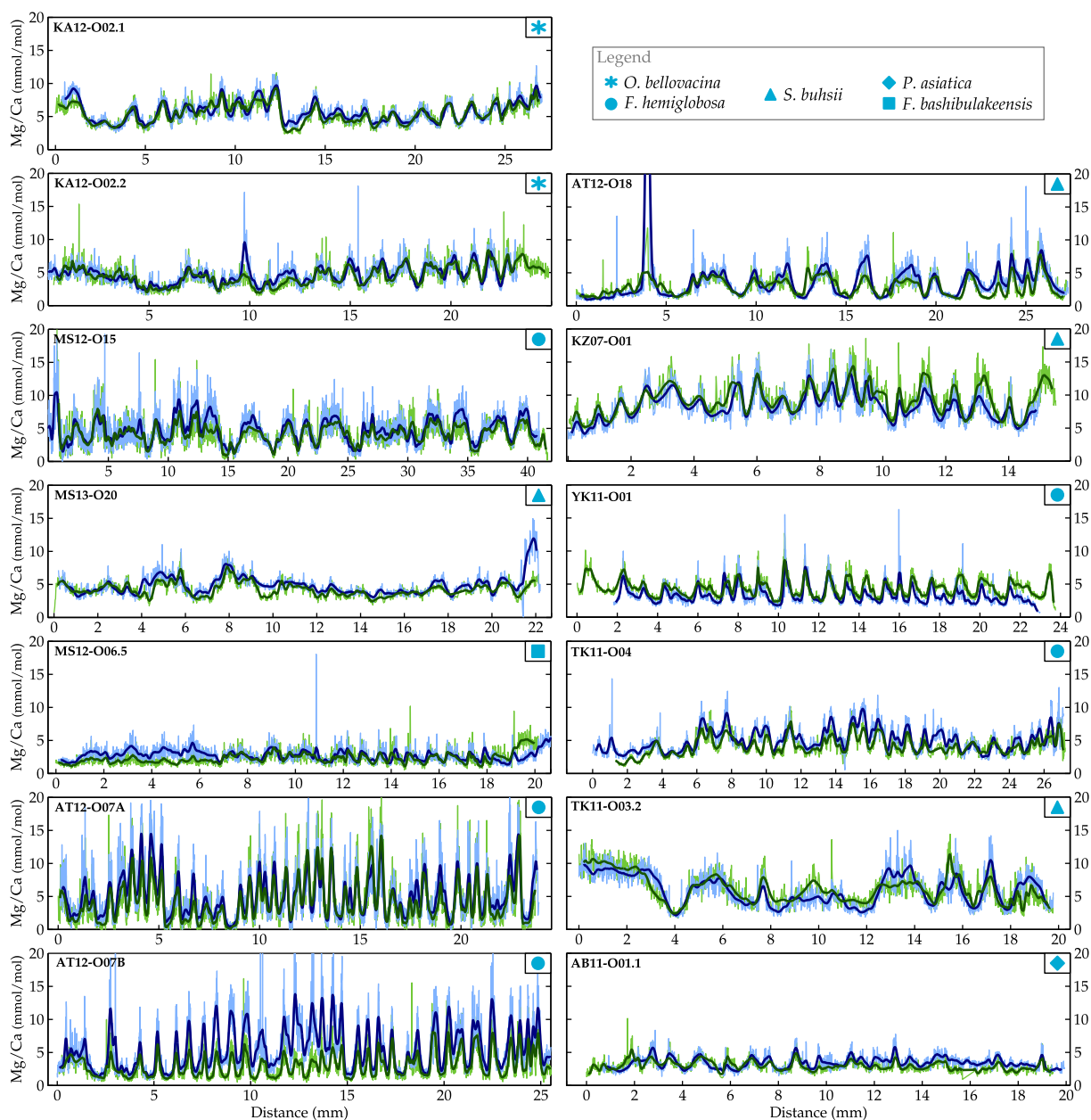


FIGURE C.10 – Mg/Ca composition across ligamental area of Central Asian Eocene oyster shells : Partly Reliable signals. The colours of the values corresponds to the transects drawn on the shell in Figure 6.1. The patterns (square, circle or triangle) indicates the species are shown in Table 6.3.

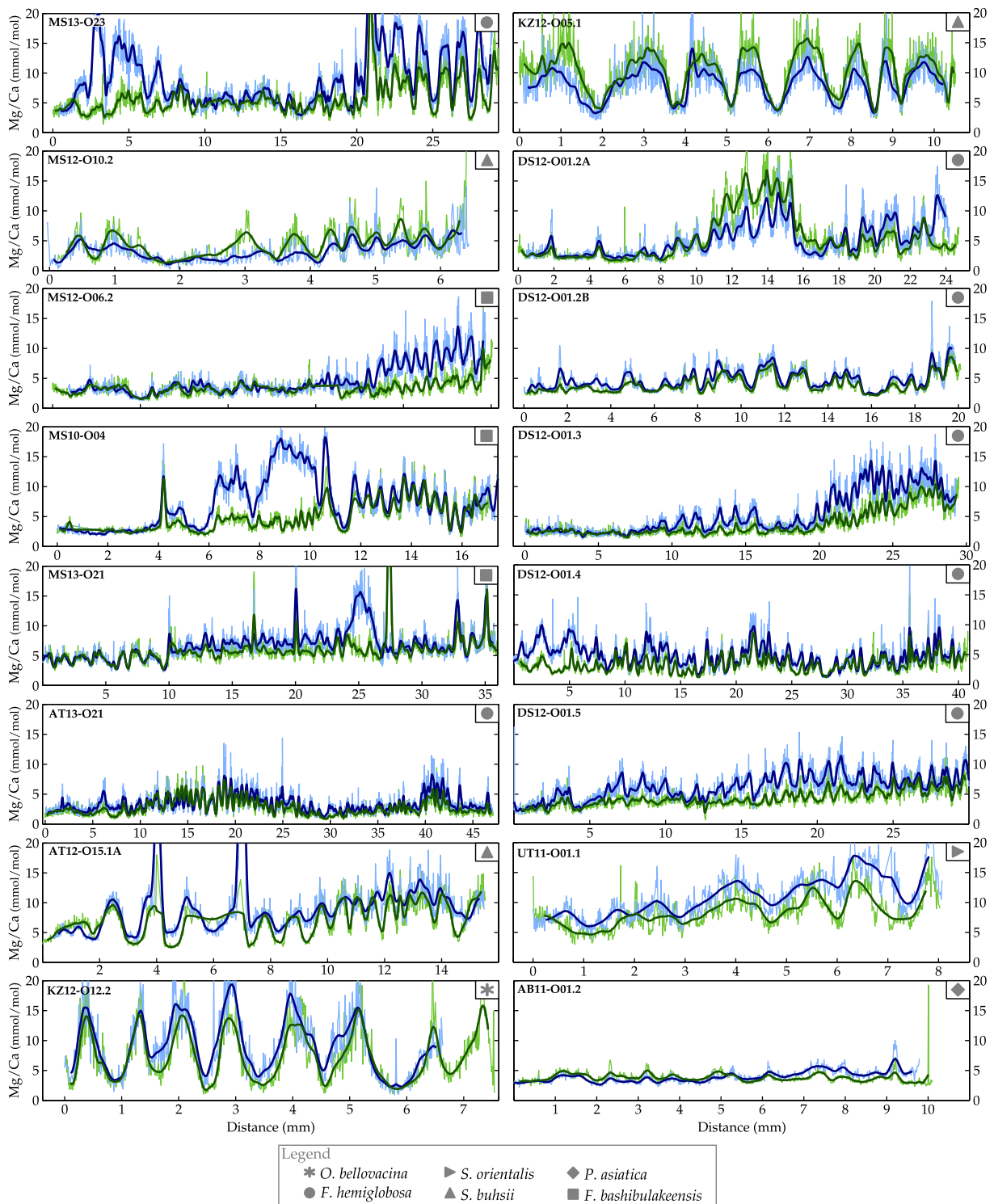


FIGURE C.11 – Mg/Ca composition across ligamental area of Central Asian Eocene oyster shells : Unreliable signals. The colours of the values corresponds to the transects drawn on the shell in Figure 6.1. The patterns (square, circle or triangle) indicates the species are shown in Table 6.3.

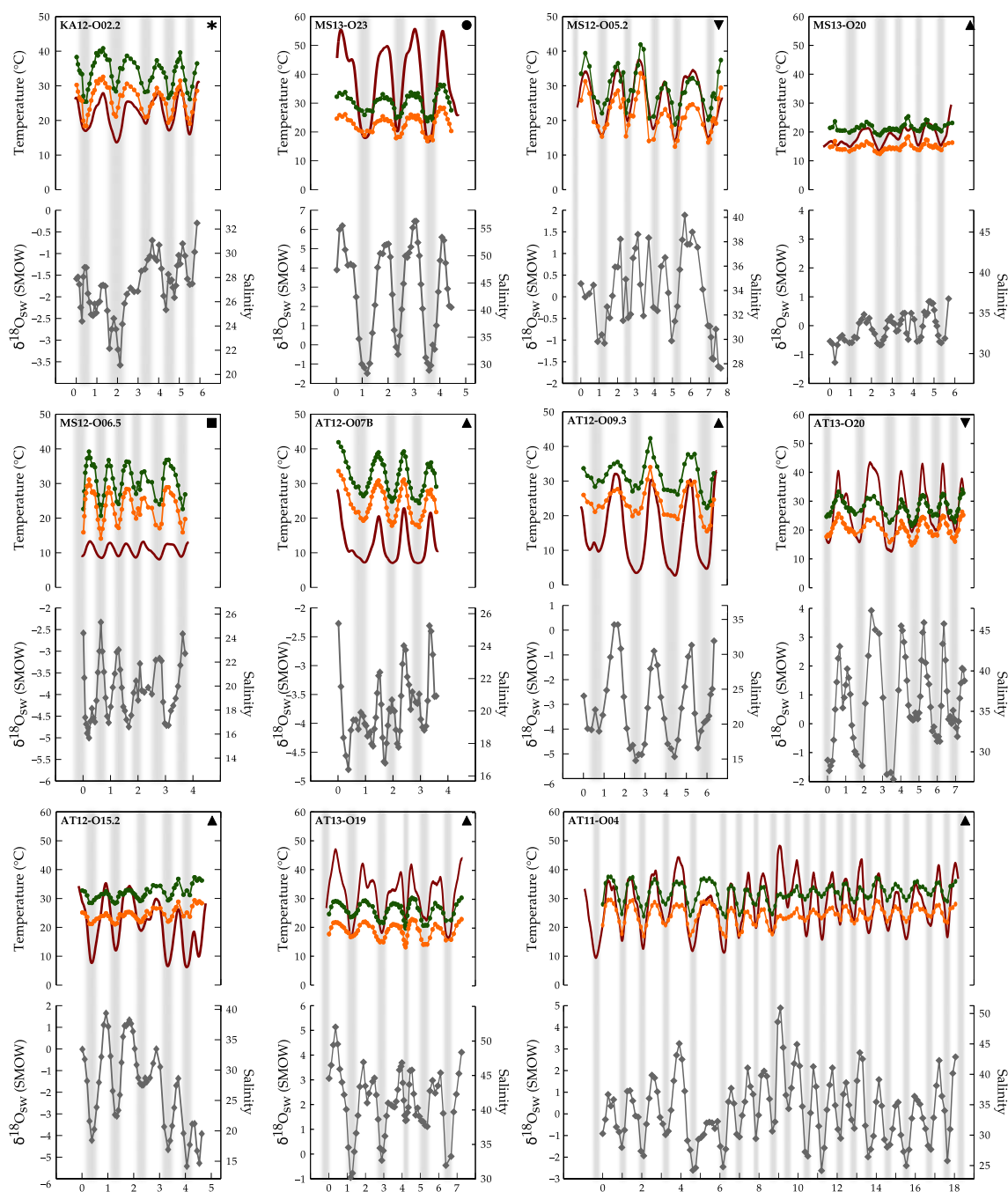


FIGURE C.12 – Estimated temperature using Mg/Ca ratio and Mouchi et al. (2013) calibration (dark red line, in aim to not overcrowd the graphs, we only report the moving average of Mg estimated temperature), or using $\delta^{18}\text{O}$ and Anderson et al. (1983) calibration with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.65‰ (green circles, according Tindall et al. (2010)) or -1‰ (orange circles, common value used for the Eocene free ice world). Grey areas correspond to dark bands on the shells. In grey, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ deduced using the Mg-temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ of the shell and following the method established by Bougeois et al. (2014). When temperatures deduced from both proxy largely differ, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ estimated is very low and not realistic for a fully marine seawater. Otherwise cyclicity in term of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is well expressed with an increase during warmest part of the year and a decrease during the coldest. The equivalent in term of salinity is calculated using the average of six different $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ -salinity relationships established from modern seawater in similar environments (Pierre, 1999; Le Grande et Schmidt, 2006; Fairbanks et al., 1997; Gillikin et al., 2005). The link between $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and salinity depends of the latitude, and can be affected by local impacts of evaporation, runoff and precipitation. Furthermore, during Eocene, stable isotopic composition of precipitation should be less negative from modern precipitation due to a reduced equator-to-pole SST gradient (Speelman et al., 2010). Thus, the salinity given should be taken with caution but at least give an idea about relative seasonal fluctuations.

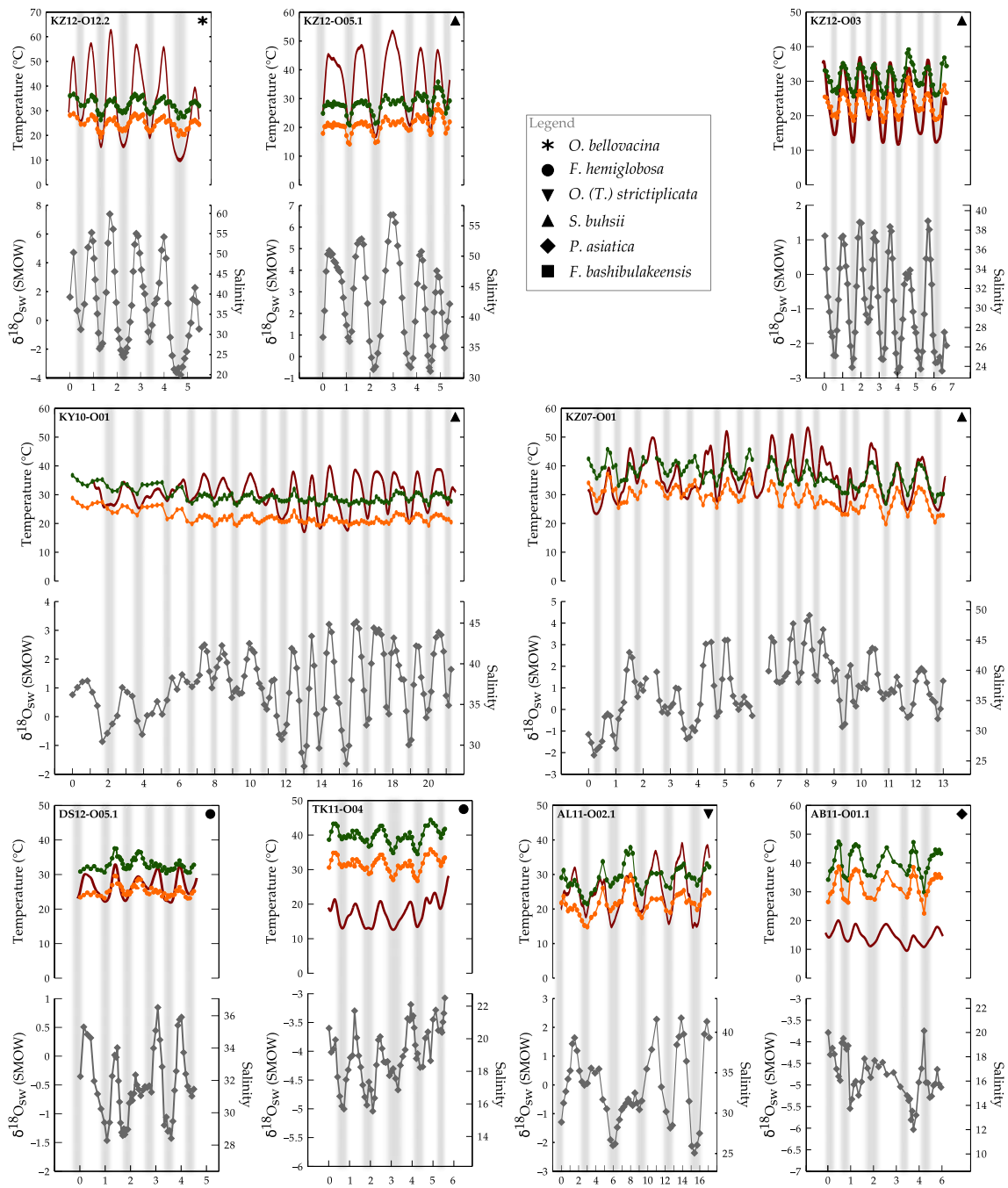


FIGURE C.13 – Estimated temperature using Mg/Ca ratio and Mouchi et al. (2013) calibration (dark red line, in aim to not overcrowd the graphs, we only report the moving average of Mg estimated temperature), or using $\delta^{18}\text{O}$ and Anderson et Arthur (1983) calibration with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ of 0.65‰ (green circles, according Tindall et al. (2010)) or -1‰ (orange circles, common value used for the Eocene free ice world). Grey areas correspond to dark bands on the shells. In grey, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ deduced using the Mg-temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ of the shell and following the method established by Bougeois et al. (2014). When temperatures deduced from both proxy largely differ, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ estimated is very low and not realistic for a fully marine seawater. Otherwise cyclicity in term of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is well expressed with an increase during warmest part of the year and a decrease during the coldest. The equivalent in term of salinity is calculated using the average of six different $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ -salinity relationships established from modern seawater in similar environments (Pierre, 1999; Le Grande et Schmidt, 2006; Fairbanks et al., 1997; Gillikin et al., 2005). The link between $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and salinity depends of the latitude, and can be affected by local impacts of evaporation, runoff and precipitation. Furthermore, during Eocene, stable isotopic composition of precipitation should be less negative from modern precipitation due to a reduced equator-to-pole SST gradient (Speelman et al., 2010). Thus, the salinity given should be taken with caution but at least give an idea about relative seasonal fluctuations.

D SAISONNALITÉ ÉOCÈNE EN ASIE CENTRALE

Cette annexe correspond aux données complémentaires associées à l'article du Chapitre 7.

TABLE D.1 – Geochemical results. $\delta^{18}\text{O}_c$ in ‰ VPDB, Mg/Ca in mmol/mol, Temperature in °C and $\delta^{18}\text{O}_{sw}$ in ‰ SMOW. We average all the minimas or the maximas to have the most representing seasonal range.

# Sample	$\delta^{18}\text{O}_c$ (‰ VPDB)			Mg/Ca (mmol/mol)		
	Average	Minimas	Maximas	Average	Minimas	Maximas
AL11-O02.1	-2.32 ± 0.71	-3.15 ± 0.50	-1.50 ± 0.48	6.28 ± 1.28	3.96 ± 0.53	9.10 ± 1.88
MS12-O05.2	-2.28 ± 1.17	-3.75 ± 0.82	-0.55 ± 0.31	5.97 ± 1.20	3.62 ± 0.49	8.47 ± 1.01
AT13-O20	-2.04 ± 0.65	-2.95 ± 0.31	-1.19 ± 0.35	6.50 ± 1.65	4.25 ± 0.76	10.04 ± 0.96
AT13-O19	-1.64 ± 0.61	-2.36 ± 0.17	-0.73 ± 0.34	6.84 ± 1.86	3.91 ± 1.10	9.81 ± 1.25
AT11-O04	-2.91 ± 0.67	-3.63 ± 0.33	-1.51 ± 0.38	7.01 ± 1.54	4.59 ± 1.10	9.61 ± 0.92
KY10-O01	-2.23 ± 0.26	-2.56 ± 0.21	-1.90 ± 0.10	7.55 ± 0.91	4.74 ± 0.52	9.63 ± 0.20
Average	-2.2 ± 0.4	-3.1 ± 0.6	-1.2 ± 0.5	6.7 ± 0.6	4.2 ± 0.4	9.4 ± 0.6

# Sample	Temp. from $\delta^{18}\text{O}_c$ with $\delta^{18}\text{O}_{sw}=0.44\text{‰}$			Temp. from Mg/Ca		
	Average	Minimas	Maximas	Average	Minimas	Maximas
AL11-O02.1	28.4 ± 3.5	24.5 ± 2.2	32.6 ± 2.6	25.6 ± 6.7	16.8 ± 2.0	36.2 ± 7.1
MS12-O05.2	28.4 ± 5.7	20.2 ± 1.4	35.7 ± 4.2	24.4 ± 6.4	15.5 ± 1.8	33.8 ± 3.8
AT13-O20	27.0 ± 3.3	23.1 ± 1.6	31.5 ± 1.5	26.4 ± 8.1	17.9 ± 2.8	39.7 ± 3.6
AT13-O19	25.2 ± 2.8	21.0 ± 1.5	28.6 ± 0.8	27.7 ± 8.9	16.6 ± 4.2	38.9 ± 4.7
AT11-O04	31.3 ± 3.3	24.6 ± 1.8	35.0 ± 1.7	28.3 ± 7.7	19.2 ± 4.1	38.1 ± 3.5
KY10-O01	28.0 ± 1.2	26.4 ± 0.5	29.6 ± 1.0	30.4 ± 5.3	19.8 ± 1.9	38.2 ± 0.8
Average	28 ± 2.0	23 ± 2.3	32 ± 2.8	27 ± 2.1	18 ± 1.6	37 ± 2.1

# Sample	$\delta^{18}\text{O}_{sw}$ estimated			Salinity estimated		
	Average	Minimas	Maximas	Average	Minimas	Maximas
AL11-O02.1	-0.14 ± 1.32	-1.34 ± 0.85	1.45 ± 1.08	33.0 ± 4.6	28.7 ± 3.1	38.7 ± 3.9
MS12-O05.2	0.05 ± 0.93	-0.69 ± 0.22	0.92 ± 0.59	33.7 ± 3.3	30.8 ± 1.0	36.8 ± 2.1
AT13-O20	0.80 ± 1.45	-0.88 ± 0.84	3.39 ± 0.45	36.4 ± 5.2	30.3 ± 2.9	45.6 ± 1.6
AT13-O19	2.10 ± 1.28	0.16 ± 1.01	3.46 ± 1.00	41.0 ± 4.6	34.1 ± 3.7	45.9 ± 3.6
AT11-O04	0.14 ± 1.51	-1.58 ± 0.77	1.89 ± 1.20	34.0 ± 5.4	27.9 ± 2.8	40.2 ± 4.3
KY10-O01	1.09 ± 1.28	-0.96 ± 0.59	3.00 ± 0.34	37.4 ± 4.6	30.1 ± 2.1	44.2 ± 1.2
Average	0.7 ± 0.8	-0.9 ± 0.6	2.4 ± 1.1	36 ± 3.0	30 ± 2.2	42 ± 3.8

TABLE D.2 – Model results and modern climate parameter in Kashgar and Hotan (Xinjiang, China). $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$ in ‰ SMOW, SST and air temperatures in °C, Precipitation in mm/month.

	Eocene Climate					Modern Climate	
	40.0N 63.25E 37.5N 71.25E		40.0N 75.0E			Kashgar (China)	
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$	SST	$\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$	Precip.	Air T.	Precip.	Air T.
Jan.	0.48	17.23	-7.21	38.30	7.45	2.30	-6.07
Feb.	0.48	16.25	-7.16	22.34	9.61	5.79	-1.18
Mar.	0.47	16.02	-6.61	8.65	15.89	6.21	7.59
Apr.	0.43	17.72	-5.59	2.42	23.85	5.44	15.30
May	0.41	22.47	-6.20	3.43	33.40	11.87	19.75
Jun.	0.41	27.54	-4.67	3.26	42.37	6.72	23.53
Jul.	0.40	31.45	-1.75	0.49	48.72	8.38	25.70
Aug.	0.40	33.59	-6.33	0.78	47.58	7.54	24.29
Sept.	0.42	31.32	-5.83	4.21	38.36	5.50	19.56
Oct.	0.43	25.59	-6.15	3.31	24.29	2.33	12.07
Nov.	0.45	21.24	-7.01	4.61	13.40	1.98	3.34
Dec.	0.47	18.72	-6.74	30.57	8.40	1.44	-3.85
Average	0.44 ± 0.03	23 ± 6.2	-5.9 ± 1.5	10 ± 9.7	26 ± 15	5.5 ± 3.1	12 ± 10

TABLE D.3 – Regional relationships between the stable isotopic composition of the seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) and the salinity established in different modern areas used in this study.

Location	Slope	Intercept	Author
Mediterranean Sea	0.25	-8.23	Pierre (1999)
Mediterranean Sea	0.28	-9.24	Le Grande and Schmidt (2006)
Red Sea/Persian Gulf	0.31	-10.81	Le Grande and Schmidt (2006)
Tropical Pacific Ocean	0.27	-8.88	Le Grande and Schmidt (2006)
Equatorial Pacific Ocean	0.27	-9.14	Fairbanks et al. (1997)
Western Atlantic Ocean	0.31	-10.49	Gillikin et al. (2005)

LES EXPLORATEURS DE LA MER PERDUE

Jane Qiu, journaliste scientifique à Pékin, nous a accompagné au Tadjikistan en septembre 2012. De cette belle rencontre est né un article de vulgarisation dans le journal Science expliquant pourquoi nous sommes allés jusqu'en Asie Centrale, au fin fond du Tadjikistan pour comprendre quand et comment une vaste mer épicontinentale était arrivée en terre orientale il y a 50-40 Ma.

NEWSFOCUS



Mariners of the Lost Sea

Charting the rise and fall of the ancient Paratethys Sea may help explain how Central Asia's lush forests gave way to steppe and desert

CHILDARA, TAJIKISTAN—Under a broiling midday sun, Guillaume Dupont-Nivet pushes a drill into a sloping outcrop near this village in southwestern Tajikistan. Dozens of soldiers in olive drab uniforms rush by, a reminder of the turmoil across the nearby Afghan border. Unfazed, Dupont-Nivet, a geologist at the National Center for Scientific Research (CNRS) in Rennes, France, painstakingly removes the drill and cradles his prize: a cylinder of fine, greenish sedimentary rock. “This is a perfect core,” he says, wiping mud from his face.

The core is a remnant of the bottom of the Paratethys Sea, a vast body of water that vanished long before humans walked the earth. At its peak 50 million years ago, the shallow sea covered much of Eurasia, from present-day northwestern China to the Mediterranean. In a project launched

in 2008, Dupont-Nivet and his colleagues have been crisscrossing Central Asia's isolated basins, extracting hundreds of cores on a quest to “unveil the mystery of why Central Asia has become such an arid, desolate land,” he says. “It’s a story of a paradise lost.”

In the days of the Paratethys, Central Asia was covered in warm, damp forest inhabited by horses with long front limbs that knuckle-walked like gorillas and gargantuan rhinos that dwarfed modern elephants. Within a few million years—a geological eye blink—Central Asia's climate turned cooler and drier. Lush forests gave way to grasslands, and rodents and rabbits supplanted the megafauna. The lurch toward a more arid climate was “among the most dramatic events since the extinction of the dinosaurs,” says Jin Meng, a paleontologist

at the American Museum of Natural History in New York City.

Scientists have long blamed the drying of Central Asia on rain shadows—parched areas in the lee of mountainous terrain—that formed as the Tibetan Plateau rose during the collision of Eurasia and the Indian subcontinent starting about 50 million years ago. Dupont-Nivet and others argue that the retreat of the Paratethys Sea was equally important, if not more so, in driving the shift. They suspect that the loss of a moisture source during the sea's disappearance turned much of the region into the desert it is today.

The Paratethys Sea's importance extends beyond Central Asia. The sea connected the Indian and Atlantic oceans; its demise therefore “should have [caused] a pretty big change in global climate,” says David Battisti, a climate scientist at the University of Washington, Seattle. Reconstructing the Paratethys's rise and fall, he predicts, “will change many aspects of our fundamental understanding of the Earth's climate system.”

Until recently, the region's political instability kept geologists from tracing the ancient sea and its history in detail. But

CREDIT: JANE GOU

Leaving its mark. This pale green limestone outcrop in southwestern Tajikistan marks the last stand of the Paratethys, which vanished some 37 million years ago.

fieldwork in once-inaccessible corners of Tajikistan and neighboring countries has enabled the CNRS team to begin piecing together when the Paratethys inundated Central Asia, how extensive it was, and when it vanished. Such data, Dupont-Nivet says, are “critical for linking the sea fluctuations to climate and environmental changes in Central Asia.”

The effort to paint a more nuanced picture of the Paratethys, says Carmala Garzzone, a geologist at the University of Rochester in New York who is not affiliated with the project, is “long overdue.”

Disappearing acts

The Paratethys formed about 150 million years ago, when global sea levels rose and water from the Tethys Ocean separating two supercontinents—Laurasia and Gondwana—spilled into present-day Eurasia. Rock layers spanning tens of millions of years contain a “fantastic encyclopedia” of the sea’s geological history, says project member Jean-Noël Proust, a sedimentologist at CNRS in Rennes. Sediments deposited in seas and on exposed land differ in appearance and have distinct chemical compositions and fossil assemblages, making it easy to distinguish them. By measuring the direction of ancient magnetic fields frozen in rocks, the team can date the shift from marine sediments to continental rock and thus infer when the sea retreated. The embedded fossils, meanwhile, open a window on the links between the sea’s retreat and regional climate.

For the CNRS team, gaining access to inhospitable terrain is only half the battle. To precisely date the Paratethys Sea’s advances and retreats, Proust says, the researchers must locate intact outcrops that haven’t been twisted by mountain building.

About a week into their field campaign in Tajikistan, the researchers stumble upon just such a rock sequence. Below the rim of a canyon, they identify a massive section of marlstone, a type of soft lime-rich mudstone formed in shallow water. “Welcome to the Paratethys,” says Jovid Aminov, a graduate student at the Institute of Geology in Dushanbe, Tajikistan’s capital. Several meters away lies another clue that the area was once submerged: scads of fossilized oyster shells, some topping 14 centimeters in length, embedded in the marlstone.

Deeper in the canyon, Dupont-Nivet crouches on a slab of green rock, examining its fine grain studded with fossilized fish scales. “This was likely a deep marine environment with quiet waters,” he says. Alternating layers of green limestone (seabed) and red continental sandstone (dry land) divulge when the Paratethys advanced and retreated, until the beginning of continuous continental rock demarcating the end of the final sea incursion.

To connect other dots on the map, the researchers have surveyed in western China and southern Kyrgyzstan. “The sequences of the rock layers are exactly the same, and they host very similar fossils,” says team member Roderic Bosboom, a graduate student at Utrecht University in the Netherlands. This suggests that “the rocks shared the same history” and were once connected by the Paratethys before the rise of big mountains, he says.

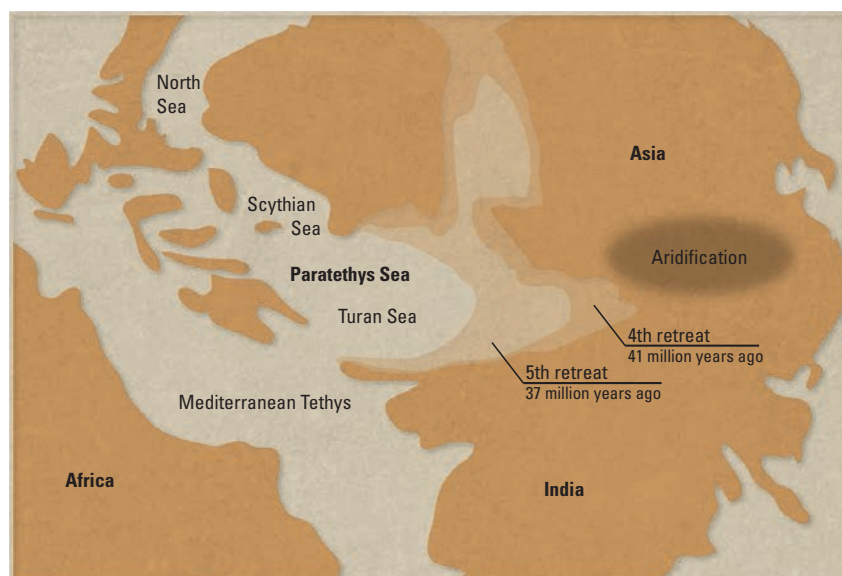
Dating the limestone-sandstone transition at various locations, the team has found that the Paratethys Sea retreated westward, from China to Kyrgyzstan and finally to Tajikistan. The retreat wasn’t uniform: The sea shrank and expanded five times, with each expansion more anemic than the previous one, as revealed by thinner and thinner marlstone layers and more dominant fossils of shallow-water fauna.



High and dry. Laurie Bougeois examines an oyster shell, which may yield clues to the ancient marine environment.

“The sea got shallower and receded more rapidly,” Bosboom says. The researchers peg the last two retreats from Central Asia to 41 million and 37 million years ago (see map, below).

Other team members are probing whether the sea’s demise triggered the drying in Central Asia. The giant oysters may have a story to tell. For instance, in summertime, when the mollusks have an ample food supply, they accumulate calcite, forming light-colored layers in their shells. In winter, as they conserve energy, their shells tend to store darker organic matter. Thus, the thicknesses of the alternating light and dark bands in the shells reflect seasonal temperature



Beginning of the Big Dry. Researchers have dated the Paratethys’s final two retreats. Now they hope to decipher why the sea vanished and how its loss shaped Central Asia’s climate.

NEWSFOCUS

Time Capsule in the Desert

BEIJING—Wind-sculpted mounds and bizarre rock formations dot the Qaidam Basin, a mineral-rich swath of the northern Tibetan Plateau spanning 125,000 square kilometers of western China. “Setting foot in the Qaidam is like landing on Mars,” says Fang Xiaomin, a geologist here at the Institute of Tibetan Plateau Research of the Chinese Acad-



Martian-like chronicles. Desolate Qaidam Basin contains fossil and climate records tracing the transformation of Central Asia over tens of millions of years.

emy of Sciences. But deep beneath this forbidding landscape are lost worlds: traces of gigantic freshwater lakes and lush forests that gave way to steppe and desert over tens of millions of years.

Fossils tell part of that story. Over the past 23 million years, “massive faunal turnovers” in the region accompanied the shift to a

more arid climate, says Wang Xiaoming, a paleontologist at the Natural History Museum of Los Angeles County in California. One strange denizen was a shovel-tusked elephant that inhabited the swampy edges of lakes 16 million years ago, indicating that substantial freshwater bodies persisted long after the final retreat of the Paratethys Sea about 37 million years ago (see main story). The death knell for these lakes came in the last few million years, as reflected in a fish species whose bones were so stout that they left little room for flesh. Its bones thickened, apparently, as mineral concentrations soared in the shrinking lakes. “Their body just couldn’t get rid of so much minerals and, therefore, stored them in the bones,” Wang says.

To develop a more complete picture of the region’s climate convulsions, Fang and his colleagues over the past 5 years have been drilling into Qaidam’s 15-kilometer-thick sediments. So far, they have retrieved cores from as deep as 4.3 kilometers below the surface: “the first continuous terrestrial records going back to the base of the Miocene,” 23 million years ago, Fang says.

These “pristine records” should help tease out the factors that triggered and sustained the drying in Central Asia, says Guillaume Dupont-Nivet, a geologist at the National Center for Scientific Research in Rennes, France, who is not involved in the project. So far, one intriguing finding from the sediment cores is a pronounced stretch of aridity about 7 million years ago that was out of step with global climate as written in marine records. Around that time, the northern Tibetan Plateau was rising to full height, says Fang, who suspects that “mountain building might have played a dominant role” in the drying by blocking moisture from the south.

Fang hopes to muster support to drill down another 5 kilometers, into 50-million-year-old sediments. That would allow the team to penetrate a formative time for Eurasia, when the Tibetan Plateau was first rising, levels of atmospheric carbon dioxide were falling, and the Paratethys Sea was beginning to retreat. There, they might find clues to how those forces conspired to turn a verdant Asia into today’s austere landscape.

—J. Q.

variations. Meanwhile, a shell’s magnesium and oxygen isotopes reveal precisely the temperature and salinity of surrounding seawater. By analyzing hundreds of oyster shells collected across Central Asia, the scientists intend to piece together how environmental conditions changed at different stages of the sea’s retreat.

One clear signal in the fossil record is pollen recovered from 40-million- to 30-million-year-old rock layers showing that plants that thrive in dry climates came to dominate Central Asia. That shift has been commonly attributed to the rise of the Tibetan Plateau, which impedes moisture transport from the south. That the drying took place at the same time as the Paratethys Sea’s death throes is surely no coincidence, says Matthew Huber, a climate scientist at Purdue University in West Lafayette, Indiana, who is not affiliated with the project. East of the Paratethys, he says, “a drying signal may have nothing to do with the uplift, but rather may be related to how far away the sea was.”

Paleoclimate data may also hold clues to another mystery: why the Paratethys retreated. The sea, Dupont-Nivet says, receded at a time when global atmospheric CO₂ levels fluctuated before falling precipitously, transforming the hothouse world tens of millions of years ago into one more closely resembling the present day. This “triggered glaciation in Antarctica and caused a massive drop in the global sea level,” Dupont-Nivet says, and “might have led to the ultimate demise of the Paratethys.”

The driver for the sharp decline in CO₂ levels is “one of the greatest riddles in the Earth’s climate history,” says William Ruddiman, a climate scientist emeritus at the University of Virginia in Charlottesville. In 1998, he and colleagues proposed that mountain building accelerated the process of chemical weathering, which sucks CO₂ out of the air as the gas reacts with freshly exposed rock. Ancient marine deposits also point to a boom in chemical weathering and a decline in CO₂ concentrations,

says Jérôme Gaillardet, a geochemist at Université Paris Diderot. But there is still plenty of uncertainty. “The global carbon cycle is extremely complicated,” he says. “It’s a matter of the balance between processes that absorb CO₂ and those that release it.”

Over a dinner of lamb stew and flatbread in a hilltop camp, Dupont-Nivet explains how his team hopes to reveal the entire history of the Paratethys. Little is known, he says, about the sea’s first three advances and retreats. And there is plenty of work to be done in paleoclimate modeling, which he expects will show how the sea’s retreat and the Tibetan Plateau’s rise conspired with other climate factors to transform Eurasia. In the quest to truly understand the legacy of the long-lost Paratethys Sea, Dupont-Nivet says, we’re “only at the beginning.”

—JANE QIU

Jane Qiu is a writer in Beijing. Her trip to Tajikistan was supported by a journalism fellowship from the European Geosciences Union.

CREDIT: WANG XIAOMING

L'ALGUE CORALLINE *LEPTOPHYTUM FÆCUNDUM*: UN NOUVEAU PROXY PALEOENVIRONNEMENTAL POUR L'OcéAN ARCTIQUE ?

L'étude infra-annuelle des biominéralisations ne se réduit pas aux seuls bivalves mais est également fréquente chez les coraux (GROTTOLI et EAKIN, 2007), les otolithes (DUFOUR et al., 2008) et les algues encroûtantes (HALFAR et al., 2008). Ces dernières sont notamment intéressantes car elles vivent dans les hautes latitudes, à l'inverse des coraux cantonnés aux régions subtropicales. De plus, s'agissant de colonies, les enregistrements peuvent être continus pendant plusieurs centaines d'années. Les algues encroûtantes ont ainsi été la cible de nombreuses études géochimiques, que ce soit en terme d'éléments traces ou d'isotopes stables (HALFAR et al., 2000; HALFAR et al., 2008; HETZINGER et al., 2009; HALFAR et al., 2010; GAMBOA et al., 2010; HETZINGER et al., 2011; CHAN et al., 2011; WILLIAMS et al., 2011; WILLIAMS et al., 2014).

La difficulté d'accès aux zones polaires, notamment dans l'océan Arctique, fait que les algues encroûtantes sont encore peu étudiées dans ces régions. Le réchauffement climatique actuel pourrait entraîner la fonte du permafrost (continental et sous-marin) à l'origine d'une déstabilisation des hydrates de méthane stockées dans le sol. Entraînant une libération soudaine d'une grande quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère cela pourrait amplifier de manière abrupte le réchauffement climatique, à l'instar de ce que l'on a pu observer à la limite Paléocène-Éocène (Annexe A). Le suivi de l'Arctique s'intensifie depuis plusieurs décennies, cependant, très peu d'enregistrements ne permettent de retracer le comportement de cet océan à l'échelle du siècle. Mieux connaître les propriétés de l'océan Arctique dans le passé permettrait de mieux analyser l'évolution qu'il subit depuis l'ère industrielle.

Ainsi, au cours de mon stage de master 2 effectué à l'Université de Toronto à Mississauga (Canada, Ontario) sous la direction de Jochen Halfar, j'ai cherché à comprendre si l'algue encroûtante *Leptophytum fæcundum* pouvait être utilisée comme traceur paléoenvironnementale dans l'océan Arctique. J'ai pour cela utilisé des outils développés sur des algues sub-polaires actuelles (rapport Mg/Ca et isotopes stables du test carbonaté) afin de voir s'ils sont applicables à l'algue polaire de la mer de Beaufort.

Cette annexe correspond ainsi à un article soumis au journal *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* et actuellement en révision. Il est principalement issu du travail que j'ai effectué pendant mon stage de master 2 et que nous avons poursuivi pendant mes années de thèse.

Does the coralline alga *Leptophytum fœcundum* (Kjellman) capture paleoenvironmental variability in the Arctic Ocean?

Laurie Bougeois^{a,b}, Branwen Williams^{a,c,*}, Jochen Halfar^a, Brenda Konar^d, Walter Adey^e, Andreas Kronz^f, Ulrich G. Wortmann^g

^aDepartment of Chemical and Physical Sciences, University of Toronto, 3359 Mississauga Rd., Mississauga, Canada, L5L 1C6

^bGéosciences Rennes, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, Rennes, France

^cW.M. Keck Science Department Claremont McKenna, Pitzer, and Scripps Colleges, 925 N Mills Ave, Claremont, California, USA

^dInstitute of Marine Science, University of Alaska Fairbanks, 217 O'Neill, P.O. Box 757220, Fairbanks, AK 99775-7220

^eDepartment of Botany, Smithsonian Institution, P.O. Box 37012, Washington, DC 20013-7012

^fGeowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidt-Str. 1 D-37077 Göttingen, Germany

^gDepartment of Earth Sciences, University of Toronto, 22 Russell Street, Toronto, Canada, M5S 3B1

Abstract

Records of high resolution climate variability in the past are essential to understanding the climate change observed today. This is particularly true for Arctic regions, which are rapidly warming. Prior to instrumental data, proxy records can be extracted from high-latitude climate archives to provide critical records of past Arctic climate variability. Here, we investigate the feasibility of extracting records of climate and environmental variability from the skeleton of the crustose coralline alga *Leptophytum fœcundum* from offshore the Sagavanirktok River in the Beaufort Sea. Although this alga forms an annually banded skeleton, age chronologies were established with difficulty due to the large uncalcified reproductive structures relative to low annual growth rates. Average measurements of skeletal Mg content, $\delta^{18}\text{O}_{\text{alga}}$ values and $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ values were consistent among the analyzed specimens but time series of these parameters only significantly correlated between two of the collected specimens for $\delta^{18}\text{O}_{\text{alga}}$. No clear trends in environmental variability explained the patterns in the skeletal geochemistry over time. This suggests that ambient seawater combined with freshwater from the Sagavanirktok River drives the geochemistry of *L. fœcundum* at this site. Thus, coralline algal specimens located near variable sources of low-salinity waters are not ideal organisms to use as proxy archives.

Keywords: Arctic Ocean, geochemistry, sclerochronology, crustose coralline algae, paleoenvironments

1. Introduction

The anthropogenic impact of the industrial revolution on climate is a key issue for the global community. To understand recent changes and model future projections of temperature, we need to quantify climate variability during the last several centuries prior to and since the industrial revolution. Because of its importance in modulating climate through changes in albedo, carbon-sink feedbacks, and the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC), Arctic paleoenvironments are particularly important for understanding climate variability (Kennett, 2003; A.C.I.A., 2005; Kerr, 2010). Approximately 70% of the Arctic Ocean is ice-covered throughout the year, but recent global warming since pre-industrial age has diminished the sea ice extent, changing carbon uptake by the Arctic Ocean (Bauch et al., 2000; A.C.I.A., 2005). The increased freshwater flux from both glacial melt and the melting sea ice reduces surface salinity and increases the solubility of CO_2 (Arrigo et al., 2010) As the cold water from the Arctic Ocean contributes to the formation of the North Atlantic Deep Water (NADW), the current freshening of the Arctic Ocean may play a primary role in global climate through slowing the AMOC (Dickson et al., 2007; Rennermalm et al., 2007; Jahn and Holland, 2013). Thus, changes in carbon sink feedbacks and the strength of the AMOC linked to sea-ice melting in the Arctic could influence the climate evolution for the next decades through centuries (A.C.I.A., 2005; Perovich et al., 2007).

Natural proxy archives that give indirect information on past climatic conditions extend environmental data in space and time. At the high latitudes, most annual and decadal climate reconstructions are based on terrestrial

*Corresponding author at: W.M. Keck Science Department Claremont McKenna, Pitzer, and Scripps Colleges, 925 N Mills Ave, Claremont, California, USA

Email address: bwilliams@kecksci.claremont.edu (Branwen Williams)

proxies such as ice cores from glaciers, tree rings, or varved lake sediments (Overpeck et al., 1997; Steffensen et al., 2008; Kaufman et al., 2009) that do not provide information about marine environmental conditions. The majority of annually to decadal resolved surface ocean climate reconstructions are almost exclusively based on hermatypic shallow-water corals (Grottoli and Eakin, 2007), sclerosponges (Rosenheim et al., 2004), and bivalves (Schöne, 2013). However, hermatypic corals and sclerosponges are limited to tropical and subtropical seas, excluding the possibility of high-latitude climate reconstructions. Although bivalves provide the majority of extratropical near surface marine climate data (e.g. Wanamaker Jr et al., 2011), they also have a limited biogeographical range (Dahlgren et al., 2000). Thus, little is known about the subannual to interannual evolution of the surface Arctic Ocean during the last several centuries and reconstructions of past climatic variability in the high latitudes would benefit from additional high resolution environmental archives.

The crustose coralline algae *Clathromorphum* sp. and *Lithothamnion glaciale* are ideal biogenic marine climate archives of the mid-to-high latitude environmental variability because of their incremental growth pattern, longevity, preservation potential, and incorporation of changes in their ambient environment into the geochemistry and sclerochronology of their skeleton (Halfar et al., 2008, 2013; Kamenos et al., 2008, 2012; Chan et al., 2011; Williams et al., 2011; Hetzinger et al., 2013). Seasonal decreases in temperature and light during winter periods reduce the calcification rate of the algae and skeletal morphology changes from small cells with dense walls to larger cells with thinner walls resulting in growth increment demarcations in the fall to early winter in its high Mg-calcite skeleton (Adey et al., 2013). Furthermore, sporangial (i.e. spore-producing) conceptacles (cavities in which the reproductive structures develop) form in fall and early winter (Adey, 1966) in *Clathromorphum* sp.. Parts of the conceptacles intrude downward by decalcification, so that the greatest width of the conceptacle cavity may be in an algal skeleton that has precipitated in the summer providing a secondary marker for annual growth (Adey, 1966). Diagenesis resulting from the decalcification is limited to the skeleton within 1-2 microns of the conceptacles. In cases of minimal yearly growth, conceptacle bases can intrude into the previous year's growth (Moberly Jr, 1968). Yet, to date reconstructions derived from *Clathromorphum* sp. and *L. glaciale* in the Arctic Ocean are limited (Kamenos, 2011; Halfar et al., 2013) due to a lack of appropriate specimens. Thus, additional studies are needed to increase the use of coralline algae to reconstruct Arctic climate change.

The high-latitude crustose coralline alga *Leptophytum fæcundum* (Kjellman) may serve as a paleoenvironmental proxy to increase the number and spatial extent of records of environmental change in the Arctic Ocean. Thus, we measured growth rates and growth increment formation along with Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{13}\text{C}$ composition of the high-Mg calcitic skeleton in three specimens from the Beaufort Sea to evaluate the feasibility of extracting environmental signals from the skeleton of *L. fæcundum*. If this alga proves to yield a reliable record of Arctic Ocean parameters, future studies may use longer-lived specimens in order to reconstruct the climate evolution of the Arctic Ocean during the past centuries during which we have no instrumental data.

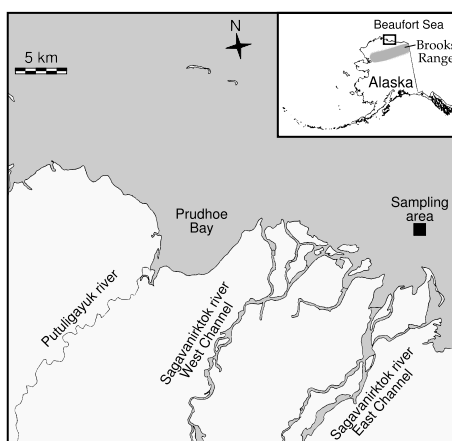


Figure 1: Study area in Beaufort Sea showing proximity to Prudhoe Bay and Sagavanirktok River including the Sag River delta (modified after Kline et al. (1998)).

2. Methods

2.1. Study area

Three specimens of the coralline alga *Leptophytum fæcundum* (Kjellman) (BSA2, BSA3, and BSA7) were collected live from 5 m depth by SCUBA during a research cruise in the Beaufort Sea, close to Prudhoe Bay, off

the Sagavanirktok River (Sag River) delta (70°20'N 147°40'W) in July 2007 (Figure 1). Sea surface temperatures (SSTs) derived from OBPG Aqua MODIS Ocean Color for the sampling site vary from -1.95°C in the winter season (Dec through Apr/May) to 5°C in July over the period of 2002-2008 (Acker and Leptoukh, 2007). On shore, the 289 km Sag River originates on the north slope of the Brooks Range in northern Alaska (Benke and Cushing, 2005) then flows across the Arctic Slope province before entering the Beaufort Sea in the Arctic Ocean (Figure 1). It is principally fed by snowmelt with some groundwater and glacial influence (Benke and Cushing, 2005) and is frozen between September and May, thawing in late May to June. Surface temperatures for the Sag River have varied from 0°C to 15°C between 1990 and 2007 (temperatures provided by Mathew Schellekens (USGS)). Annual Sag River discharge and gage height vary from 28-69 m³ s⁻¹ and 5-7 m, respectively, on interannual timescales (Figure 2a, b) (data from waterdata.usgs.gov).

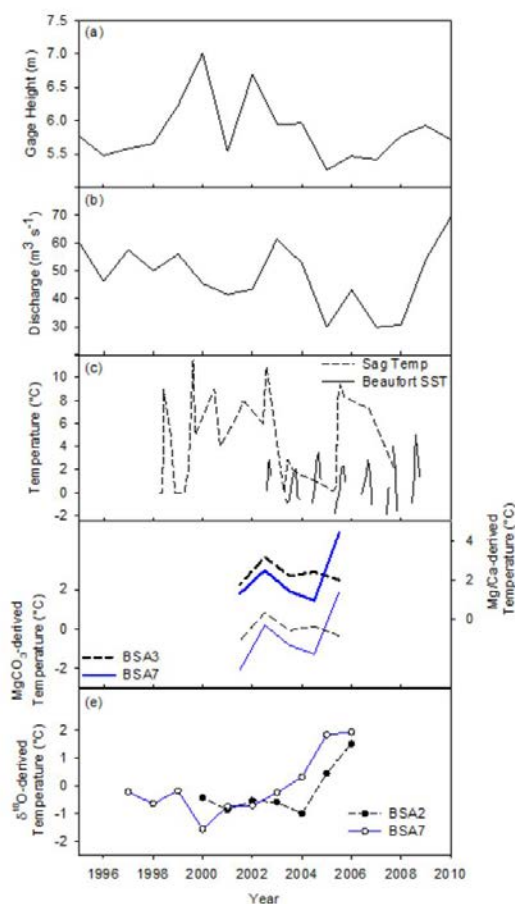


Figure 2: (a) Gage height and (b) Discharge data for Sagavanirktok River (data from waterdata.usgs.gov); (c) Beaufort Sea (from Acker and Leptoukh, 2007) and Sagavanirktok River (from Mathew Schellekens (USGS)) water temperature ; (d) seawater temperature reconstructed from Lithothamnium glaciale MgCO₃-SST relationship (left axis) and Clathromorphum neorostratum Mg/Ca-SST relationship (right axis) and (e) seawater temperature reconstructed from $\delta^{18}\text{O}$ composition.

2.2. *Leptophytum fœcundum* (Kjellman)

Leptophytum fœcundum is an Arctic species that extends into the subarctic photic zone (Adey, 1970) and grows on pebbles and stones (Athanasiadis and Adey, 2006) (Figure 3). It is a crustose species with no major surface irregularity, except those created by overgrowing over an irregular substrate (Athanasiadis and Adey, 2006). Overgrowth of one plant by another is rare in this species (Adey et al., 2001). Buried multiporate asexual conceptacles ranging from 220-500 μm in diameter and 140-250 μm in height are very frequent (*L. fœcundum* var. *sandrae*, Athanasiadis and Adey, 2006)). Growth rates based on specimens grown in laboratory experiments range from 1 to 9 $\mu\text{m}\cdot\text{day}^{-1}$ (= 365 to 3285 $\mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$), depending on ambient temperature and light (Adey and McKibbin, 1970).

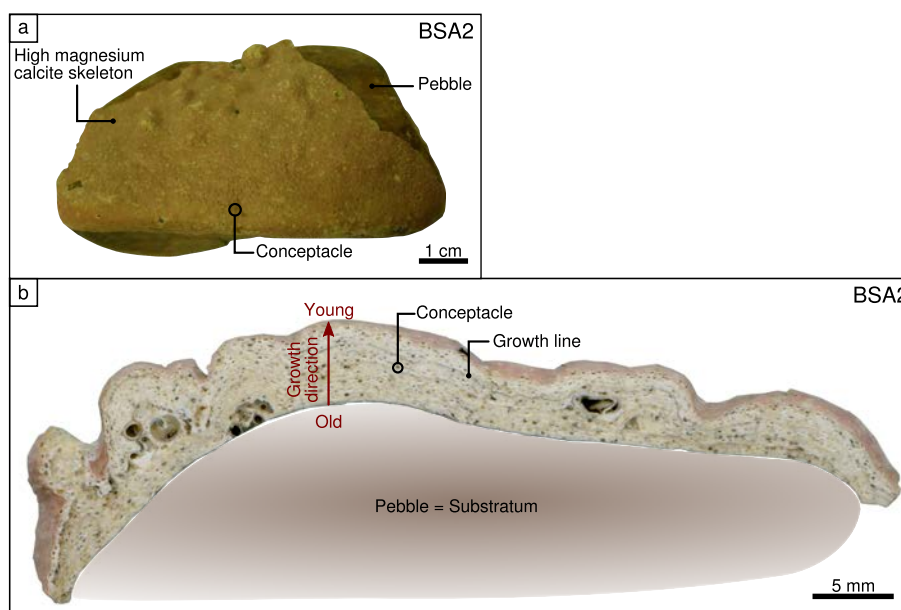


Figure 3: Anatomical characteristics of *L. fœcundum* calcareous skeleton. (a) *L. fœcundum* in life position growing on pebble (topview). (b) Cross section of *L. fœcundum* (BSA2) perpendicular to growth direction showing growth direction, growth lines and conceptacles.

2.3. Sample Preparation and Analysis

After collection, *L. fœcundum* specimens were air dried, separated from pebbles, and cut into 1 cm thick slices perpendicular to the direction of growth using a circular diamond precision saw (Buehler IsoMet1000). Samples were epoxyed onto glass slides and machine polished to 1 μm with a Logitech CL50 using diamond-polishing suspensions with grit sizes of 9, 3, and 1 μm on a Buehler polishing disk. Polished sections were cleaned in an ultrasonic bath for ten minutes with deionized water between each polishing step and dried overnight prior to sampling.

Digital images of the polished surface were produced using an Olympus reflected light microscope (BX51) attached to an automated sampling stage-imaging system equipped with geo.TS software (Olympus Soft Imaging Systems). This setup allows a 2-dimensional mapping of the surfaces of the polished specimens using multiple images spliced together to generate one image. The resulting high resolution photomosaics enabled the identification of growth patterns over the entire sample and the subsequent selection of sampling locations (Figure 4). The locations of conceptacles and annual growth increments were identified using the digital photomosaics.

2.4. Mg/Ca measurements

Mg/Ca values in specimens BSA3 and BSA7 were measured using a JEOL JXA 8900 RL electron microprobe at the University of Göttingen, Germany. For quantitative wavelength dispersive measurements, an acceleration voltage of 15 kV, a focused beam, and a beam current of 12 nA were used (see [Hetzinger et al., 2009](#), for additional details). The electron beam was manually positioned on calcite within an individual algal cell. The sampling transects were pre-selected on the digital photomosaic images avoiding conceptacle cavities and recalcified portions of the skeleton (Figure 4). Spot analyses were spaced 10 μm apart along a transect parallel to the direction of growth (Figures 4 and 5). Transects ranged in length from 890 μm (BSA3) to 1440 μm (BSA7). Counting statistics errors at the 99-% confidence level varied between 0.035 and 0.087 mass-% for MgO and between 0.33 and 0.40 mass-% for CaO. The detection limit of MgO calculated from the background noise was 100 $\mu\text{g/g}$ at the 99% confidence level. Backscattered electron images obtained after the microprobe analysis documented the actual single point transects analyzed (Supplementary data, Figure 7).

The substitution of Ca by Mg in calcium carbonate is an endothermic reaction, thus it is favoured by higher temperatures, providing the use of Mg/Ca ratio as a paleothermometer ([Lea, 2003](#)). In the coralline algae, seasonally changing Mg content within annually banded coralline alga positively correlates to the sea surface temperatures (SST) of the water in which they formed ([Chave, 1954](#); [Chave and Wheeler Jr, 1965](#); [Kamenos et al., 2008](#); [Hetzinger et al., 2009](#)), although light- and temperature-driven growth rates may also influence Mg content ([Moberly Jr, 1968](#)). Using the *Lithothamnium glaciale* MgCO₃-SST relationship established by ([Halfar et al., 2000](#)) the Mol% values measured here were converted to temperature:

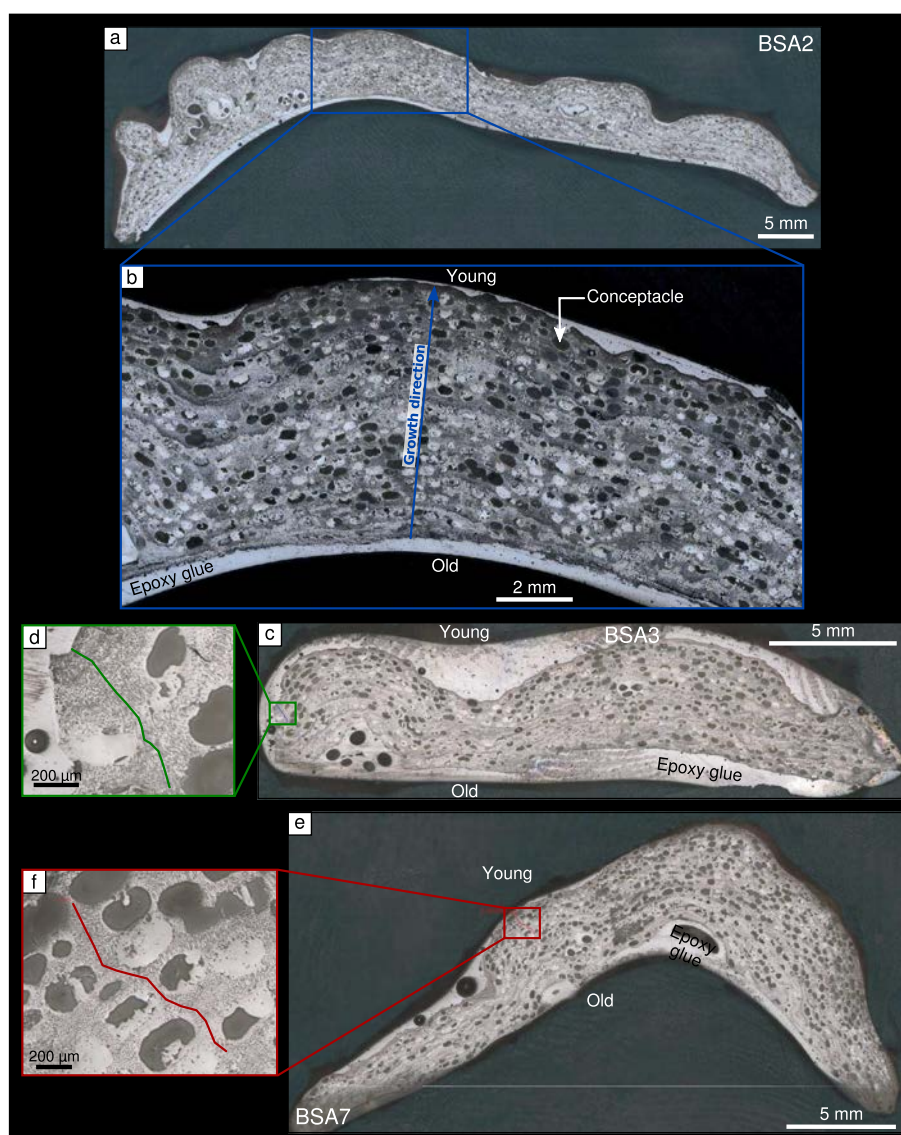


Figure 4: Geo.TS images of (a,b) BSA2, (c) BSA7, and (e) BSA3 cross-sections with selected transects for microprobe measurements for (d) BSA3 and (f) BSA7.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 0.97 \times \text{MgCO}_3(\text{Mol}\%) - 7.90 \quad (1)$$

In addition, the MgO and CaO values measured here were translated into Mg/Ca values (mol/mol) and then converted to temperature using the *Clathromorphum neoreostratum* Mg/Ca-SST relationship established by (Williams et al., 2014) for a different genus of coralline algae :

$$T(^{\circ}\text{C}) = 87.53 \times \text{Mg/Ca}(\text{mol/mol}) - 5.46 \quad (2)$$

2.5. Development of chronology

Chronologies were generated first by counting annual growth lines on the mapped and digitized image of the specimens. All samples were live collected; hence the top layer was assigned the year of collection, 2007. Thus, calendar years were assigned to annual growth increments starting from 2007 and extending back in time. In addition, yearly growth-increment widths were calculated from annual Mg/Ca-element cycle widths that were obtained by electron microprobe for two specimens (BSA3 and BSA7). Age models were established on the basis of the seasonal cycle in algal Mg/Ca : high Mg values within the skeleton corresponded to July, which is on average the warmest month, and minimum values were tied to February, which is on average the coolest month

at the study site (Benke and Cushing, 2005). The algal Mg/Ca time series were linearly interpolated between these anchor points using the AnalySeries software (Paillard et al., 1996) to obtain an equidistant proxy time series with a monthly resolution. Because of possible growth discontinuities prior to the year 2001 in BSA3 and 1997 in BSA7, only data after those years were interpreted. Linear regression tested for statistical correlation of the monthly-resolved time-series between the two specimens, and with instrumental records of environmental conditions. The developed chronologies were refined and cross checked for possible errors in the age model by comparing annual extreme values in the Mg/Ca ratio time series to mapped growth increment patterns for each individual year of algal growth.

2.6. Stable oxygen and carbon isotope analysis

Skeletal material for stable oxygen and carbon isotopes analyses was removed in specimens BSA2 and BSA7 by a high precision, computer driven New Wave Research Micromill attached to an x, y and z stage using digitized milling path positions. Due to logistical constraints, we did not determine the isotopic composition of specimen BSA3. For specimens BSA2 and BSA7, sampling paths were defined using geo.TS software and transferred to the Micromill to mill 100 to 200 μg of calcite powder per sample resulting in a resolution of 2-4 samples per year. The sampling depth was 150 μm and sample path lengths averaged 1.30 cm for BSA2 and 1.15 cm for BSA7. Since skeletal material was bulk sampled to obtain sufficient material for analysis, conceptacles were not avoided. Material was removed from the outside edge of the specimen first, which represented the most recent growth followed by subsequent samples moving toward the oldest part of the sample. Using a razor blade, the milled powder was transferred into a glass vial used for the mass spectrometer. 56 samples were milled from BSA2 and 42 from BSA7.

Removed material was analyzed for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (‰ relative to Vienna-PeeDee Belemnite Standard (VPDB)) using a Thermo-Finigan MAT253 mass spectrometer connected to a gasbench and autosampler at the Geobiology Stable Isotope Laboratory, University of Toronto. One standard deviation of the mean of duplicate measurements was $\pm 0.08\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.16\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$. Using the established chronology, a stable isotope time series was compiled for BSA2 and BSA7.

Since stable oxygen isotope fractionation during calcification is temperature dependent, the $\delta^{18}\text{O}$ composition of calcium carbonates serves as a paleothermometer (Urey, 1947). Here, seawater temperatures were reconstructed using the temperature-oxygen isotope calibration established by Anderson and Arthur (1983) with modifications to account for the high Mg content (Jimenez-Lopez et al., 2004) and vital effects (Halfar et al., 2008):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16 - 4.14 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} + 3.5) + 0.13 \times (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} + 3.5)^2 + 0.17 \times \text{Mol}\%\text{MgCO}_3 \quad (3)$$

A $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ value of -4.49‰ (Bedard et al., 1981; Schmidt et al., 1999) was used, which is consistent with end-member seawater values reported by (Alkire and Trefry, 2006) for seawater $\delta^{18}\text{O}$ composition.

3. Results

3.1. Chronology

The combination of a high number of large conceptacles and very low growth rates resulted in poorly delimited annual growth increments (Figures 44 and 5). Despite this, image based chronologies were established from 1997 to 2007 for BSA7 from 2000 to 2007 for BSA2, and 1998 to 2007 for BSA3. Average annual growth rates were $180 \pm 26 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ (max= $213 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$, min= $117 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$) for BSA2, $243 \pm 49 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ (max= $330 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$, min= $160 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$) for BSA7, and $190 \pm 50 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ (max= $243 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$, min= $109 \mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$) for BSA3 (Table 1, Figure 6a).

Maxima in Mg/Ca were aligned with the center of each growth increment, and minima with growth increment lines in BSA3 and BSA7 resulting in ~ 15 samples year^{-1} for BSA3 and ~ 21 samples year^{-1} for BSA7 prior to interpolation. Using widths of the annual Mg/Ca cycle, annual growth rates averaged $215 \pm 50 \mu\text{m}$ from 2001 to 2006 for BSA7 and $170 \pm 47 \mu\text{m}$ from 2003 to 2006 for BSA3 (Table 1). The Mg/Ca-derived growth rates were comparable to the growth rates measured using the visual growth increments as a reference.

3.2. Mg content

The average MgCO_3 content did not significantly differ between the specimens BSA3 and BSA7 ($p=0.36$, $n=57$; Table 1). Using monthly-interpolated values, the MgCO_3 content did not significantly correlate between the two specimens ($p=0.82$, $r^2=0.03$, $n=57$; (Figure 6b).

Table 1: Calculated average growth rates, MgCO₃ (Mol%), and δ¹⁸O and δ¹³C (‰, VPDB) values for each specimen. Mg/Ca was not measured in BSA2 and stable isotopes were not measured in BSA3.

Specimen	Growth increments	MgCO ₃ (Mol%) measurements	δ ¹⁸ O and δ ¹³ C measurements
BSA2	Growth rates: 183±30 μm.yr ⁻¹ (2000-2006)		δ ¹³ C: -1.95±0.15 (2000-2006) δ ¹⁸ O: -0.75±0.22 (2000-2006)
BSA3	Growth rates: 178±26 μm.yr ⁻¹ (2001-2006)	Growth rates: 170±47 μm.yr ⁻¹ (2001 to 2006) MgCO ₃ (Mol%): 8.06±2.04 (2001-2006)	
BSA7	Growth rates: 214±35 μm.yr ⁻¹ (1997-2006)	Growth rates: 215±50 μm.yr ⁻¹ (2000-2006) MgCO ₃ (Mol%): 7.81±1.91 (2000-2006)	δ ¹³ C: -1.69±0.33 (1998-2006) δ ¹⁸ O: -0.80±0.28 (1998-2006)

Using equation 1, reconstructed temperatures averaged -0.05 ± 2.0 °C (min = -3.9 °C, max = 3.9 °C) for BSA3 (period: 2001-2006) and -0.3 ± 1.9 °C (min = -4.5 °C, max = 4.5 °C) for BSA7 (period: 2000-2006). Using equation 2, reconstructed temperatures averaged 2.3 ± 2.1 °C (min = -1.7 °C, max = 6.6 °C) and 2.1 ± 2.0 °C (min = -2.4 °C, max = 7.2 °C) for BSA3 and BSA7, respectively, for the same periods as above. Neither temperature reconstruction significantly correlated with satellite-derived SST ($p=0.37$, $r^2=0.12$, $n=57$ and $p=0.55$, $r^2=0.07$, $n=72$ for BSA3 and BSA7, respectively) (Figure 2c, d).

3.3. Stable oxygen isotope values

The δ¹⁸O_{alga} values did not significantly differ between the specimens BSA2 and BSA7 ($p=0.3$, $n=7$; Table 1). Using annually-averaged values, the δ¹⁸O_{alga} values significantly correlated between the two specimens from 2000 to 2006 ($p=0.045$, $r^2=0.76$, $n=7$) (Figure 6c). Neither of the annually-averaged δ¹⁸O_{alga} records significantly correlated with growth rates, or Sag River discharge or streamflow. The δ¹⁸O_{alga} record for specimen BSA7 significantly correlated with gage height from 1997 to 2006 ($p=0.031$, $r^2=0.68$, $n=10$).

Using equation 3, the oxygen isotopic composition of *L. fœcundum* yielded average seawater temperatures of -0.22 ± 0.99 °C and -0.03 ± 1.12 °C for specimens BSA2 and BSA7, respectively. Neither temperature reconstruction significantly correlated with satellite-derived SST ($p=0.74$, $r^2=0.16$, $n=7$ and $p=0.76$, $r^2=0.11$, $n=10$ for BSA2 and BSA7, respectively) (Figure 2c,e).

3.4. Stable carbon isotope values

The average (\pm stdev) δ¹³C_{alga} values significantly differed between the specimens BSA2 and BSA7 (-1.93 ± 0.18 ‰ and -1.59 ± 0.31 ‰, respectively) for the common period 2000-2006 ($p=0.0009$, $n=14$) (Figure 6d). Using annually-averaged values, the δ¹³C_{alga} values did not significantly correlate between the two specimens, or with Sag River discharge or gage height. The annually-averaged δ¹³C_{alga} values significantly correlated with annual growth rates in specimens BSA2 ($p=0.014$, $r^2=0.86$, $n=7$) but not BSA7.

4. Discussion

4.1. Development of chronology

The large conceptacles (140-250 μm high) relative to very low growth rates (180 to 240 μm yr⁻¹) served to obscure the annual growth bands in some instances. In addition, not all growth increments identified in the digital images of each specimen were continuous laterally and growth interruptions distorted the chronology because their duration was unknown (Figure 5). Thus, chronologies prior to growth discontinuities in each specimen were not assigned (Table 1). Despite this, measured growth rates in the specimens were substantially lower than those reported in specimens of the same species from tank experiments grown under variable light and temperature conditions (temperature range of 0 to 15°C, Adey, 1970). Cross dating of both algae using the same method as for tree rings (i.e. to correlate years with the same thickness of growth increments) was not possible, since a variety of specimen-specific biotic factors alters growth including shading of a specimen for an extended period, differential grazing and/or other unknown factors. The chronology deduced from the width of annual Mg/Ca cycles was established with difficulty because of noise in the elemental signal (Figure 6b), likely resulting from the small scale variability in annual growth banding and the sometimes low seasonal variability in seawater surface temperatures (Figure 2). Despite this, growth rates determined from the annual cycle in Mg content were consistent with those determined from the optically measured growth increment widths. The difficulty in determining the

growth increments, along with restricted development of the perithallium (Adey et al., 2001) indicates that long-lived specimens with clear chronologies may be difficult to find.

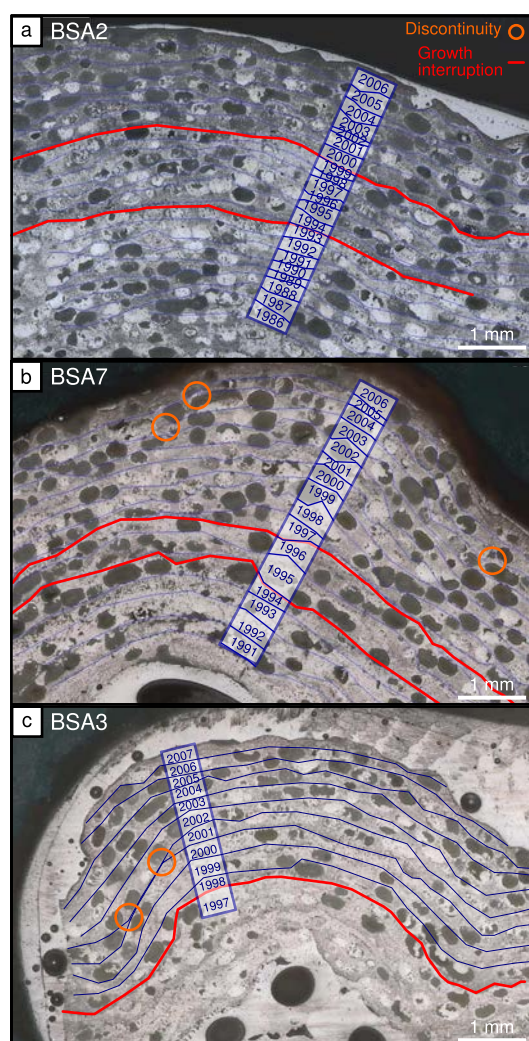


Figure 5: Chronologies for (a) BSA2, (b) BSA7, and (c) BSA3. Blue lines delimit annual growth increments. Calendar years were assigned to annual growth increments starting from the year of collection and extended back in time. Red lines underline a growth interruption across an entire year and orange circles point to discontinuities where a section of growth is missing within a single year.

4.2. Mg/Ca-derived sea surface temperatures

SSTs reconstructed using the *L. glaciale*-derived transfer function yielded similar average temperatures to the satellite SST data ($\leq 0.7^\circ\text{C}$ difference, Figure 2c, d); however, the winter minimums far exceeded satellite values (e.g., $-3.9^\circ\text{C}_{\text{alga}}$ and $-4.5^\circ\text{C}_{\text{alga}}$ vs $-1.8^\circ\text{C}_{\text{satellite}}$). SSTs reconstructed using the *C. nereostratum*-derived transfer function yielded average reconstructed SSTs exceeding the satellite SST data (2.8–3.0°C difference) due to overestimation of the summer maximums (e.g., $6.6^\circ\text{C}_{\text{alga}}$ and $7.2^\circ\text{C}_{\text{alga}}$ vs $2.8^\circ\text{C}_{\text{satellite}}$) (Figure 2c, d). Thus, the transfer functions developed for other alga species can not be applied successfully to *L. fecundum*, potentially due to taxa-specific vital effects or because site specific environmental variability such differences between SST and bottom temperature necessitates *in situ* calibrations for coralline algae.

Salinity effects the incorporation of Mg into the skeleton of the alga *C. nereostratum* (Chan et al., 2011), hence a freshwater influence from the Sag River may alter the incorporation of Mg in the skeleton to changes in temperature. Recent studies of high-Mg calcite in echinoderm skeletons and foraminiferal tests field-collected or cultured in different salinities have demonstrated a clear negative effect of salinity on Mg/Ca ratios (Ferguson et al., 2008; Kisakurek et al., 2008). This effect might explain the cold temperatures calculated in this study using the *L. glaciale*-derived transfer function as the salinity in Beaufort Sea is very low (between 15 and 30) and the Sag River contributes significant amounts of freshwater to the collection site. More experiments that monitor temperature

and salinity would therefore be necessary to establish a new calibration linking MgCaO (Mol%) and temperature in waters with low salinity. Regardless, our data indicate that without further exploration, *L. fecundum* cannot be used as a paleo-SST proxy in the Arctic Ocean using skeletal Mg content.

4.3. Oxygen isotope values

SSTs reconstructed from the algal- $\delta^{18}\text{O}$ composition generated average seawater temperatures that were consistent with the satellite SST data (Figure 2c, e). Thus, seawater temperature is a primary control driving the $\delta^{18}\text{O}$ composition of *L. fecundum* at this location. However, the algal-derived SSTs do not significantly correlate with the satellite SSTs interannual timescales, nor do they vary seasonally as is evident in the satellite data. Thus, other factors in addition to seawater temperature drive the temporal variability in skeletal oxygen isotopic composition. Given that the oxygen isotopic record does not vary consistently sub-annually, seasonal freezing and melting of sea ice with isotopically light $\delta^{18}\text{O}$ likely does not influence the oxygen composition of the algal skeleton. Indeed, even if seawater becomes enriched in ^{18}O as it freezes, the isotopic fractionation observed in sea ice is typically small (Cooper et al., 2005). Instead, runoff from Sag River likely influences the isotopic composition off the delta, along with other factors. As the source of Sag river is located in the high altitudes of the Brooks Range in Alaska with a continental climate, the runoff is strongly depleted in ^{18}O (Cooper et al., 2005). In addition, Sag River temperatures are significantly warmer than the Beaufort Sea (Figure 2c). As such, enhanced Sag River runoff would be expected to drive negative deviations in the alga $\delta^{18}\text{O}$ composition, which is not supported by the data here. Thus, while the $\delta^{18}\text{O}_{\text{alga}}$ variations of the two specimens significantly correlate with each other, supporting a common environmental driver of alga $\delta^{18}\text{O}$ composition and suggesting that specimen-specific variables such as diagenesis of the conceptacles is not a concern, seawater temperature and salinity, and freshwater from the Sag River likely combine to influence the oxygen isotopic composition. In addition, *L. fecundum* may integrate the ambient water $\delta^{18}\text{O}$ signal over several years, further compounding the drivers of the alga's oxygen isotopic composition.

4.4. Carbon isotope values

Intrinsic characteristics of each specimen may control the $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ composition. Generally, more negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ values are associated with faster rates of skeleton formation in other calcium carbonate marine organisms (Swart et al., 2010; Butler et al., 2011). In fact, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ may reflect kinetic isotopic disequilibrium at high growth rates. During the years of relatively low growth rates, a relative increase in the proportion of metabolic carbon available for skeleton construction may deplete the skeletal ^{13}C (Lorrain et al., 2004; Butler et al., 2011). Thus an increase in extension rate is coupled with a decrease in $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ and vice-versa. However, growth rates positively correlate with $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ in specimen BSA2 while no clear pattern is present in specimen BSA7 (Figure 6d). Therefore, the source of variability in the skeletal $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ values may not in fact be intrinsic to the coralline alga. Exploration of external factors driving $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$, changes in the ambient dissolved inorganic carbon (DIC) that is the source of carbon to the algae, may thus be useful.

Anthropogenic burning of isotopically light fossil fuels is decreasing the isotopic composition of the carbon in the atmosphere and the oceans. This century-scale trend towards lighter carbon isotopes - the $\delta^{13}\text{C}$ -Suess effect (Suess, 1953; Nozaki et al., 1978) - is recorded in calcareous skeletons of long-lived marine organisms (Swart et al., 2010). A measured decline in $\delta^{13}\text{C}$ of -0.95‰ per decade for the 1990's were measured in coralline algae in the northern North Pacific Ocean/Bering Sea (Williams et al., 2011) and -0.9‰ from 1850 to 1987 in the Arctic Ocean in the polar planktic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* (Bauch et al., 2000) is relatively high compared to values measured in other areas of the world oceans in low latitudes and may represent changes in ventilation of the surface waters (Bauch et al., 2000; Williams et al., 2011). Here, the clear absence of a decreasing trend for $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ in BSA2 and BSA7 implies that anthropogenic carbon is either not being taken up by the ocean locally or the decreasing isotopic composition of the DIC is being offset by other processes. The Beaufort Sea is partly sea-ice covered all year round (Pabi et al., 2008), which could decrease the exchange between atmosphere and ocean and can explain the absence of an oceanic Suess effect in the Beaufort Sea. Alternatively, a potential increase in primary productivity in the Beaufort Sea (Tremblay et al., 2011; Pickart et al., 2013) may be offsetting the decline in skeletal $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$.

The absence of decreasing $\delta^{13}\text{C}$ values in *L. fecundum* also indicates that there has been no release of methane hydrates associated with decreasing subsea permafrost recorded by the $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ composition (Rachold et al., 2007). The large amount of ancient organic matter contained in permafrost might be involved in current biogeochemical cycling due to thawing of the upper permafrost and restoration of the activity of viable methanogens preserved inside the permafrost (see Shakhova and Semiletov, 2007, and reference therein). However, the isotopic signatures of organic matter incorporating methane-derived carbon range from -60 to -65‰ (Kvenvolden et al., 1993; Dickens et al., 1995) relative to that of other oceanic and atmospheric carbon reservoirs with a $\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 7\text{‰}$

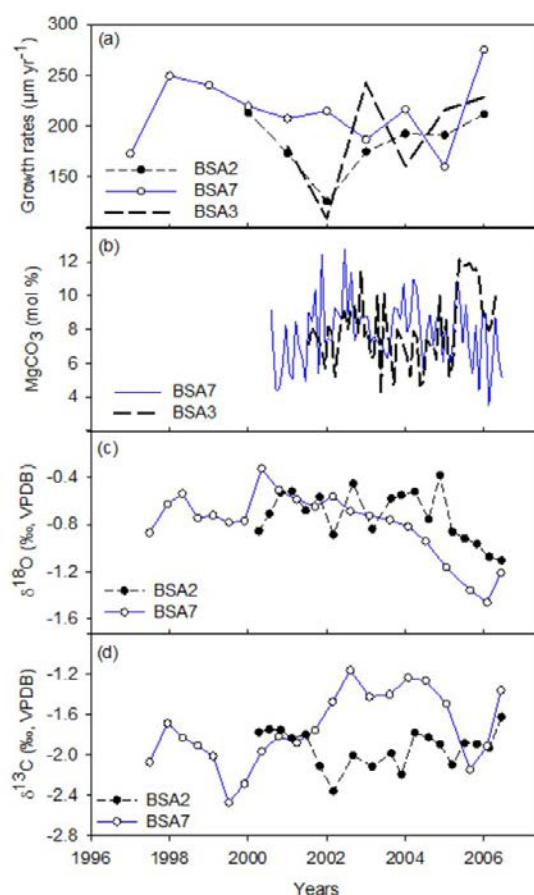


Figure 6: Measured (a) growth rates ($\mu\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$), (b) MgCO_3 (mol %), (c) $\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB), and (d) $\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB) for each specimen analyzed.

(Paull et al., 2003). Thus, if gas hydrate dissociation is observed on the East Siberian Arctic shelf (Heimann, 2010; Shakhova et al., 2010), no isotopic trace of such a phenomenon is recorded in the corallines of the Beaufort Sea Arctic shelf.

Finally, riverine influx from the Sag River can influence the surface water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and might be recorded by the $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$. As river waters tend to have a more negative carbon isotope signature than the ocean (Degens et al., 1991), we expect an anti-correlation with gage height or discharge in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ recorded. However no correlation between the variations of the river's regime and $\delta^{13}\text{C}_{\text{alga}}$ was identified, and the most likely explanation is that the proximity of the Sag River delta and sediment input in the study area disturb the record of the Beaufort Sea isotopic composition although no clear external cause for the observed carbon isotopic record can be identified here.

5. Conclusion and Prospects

Leptophytum fæcundum forms a banded skeleton with large conceptacles relative to annual growth rates, making image-based chronologies difficult to establish. In addition, potential growth discontinuities present in the skeleton limited the duration of paleo-environmental records that could be extracted from the skeleton. A secondary method of dating is needed to verify age prior to the potential growth discontinuities, but is difficult to do so considering the ages of the specimens. This combined with the restricted development of the perithallium (Adey et al., 2001) limits the duration of records that are feasible to extract from *L. fæcundum*.

The absence of significant correlation between *L. fæcundum* skeletal geochemistry and environmental records further indicate the difficulties in generating paleo-environmental records from the alga at this location. Average Mg content was similar between the two samples, but varied differently over time. In addition, Mg content-derived reconstructed seawater temperatures using transfer functions developed for other taxa of coralline algae yielded temperatures that were inconsistent with satellite data. The location of the two specimens close to the discharge

of the Sag River suggests a salinity influence in addition to temperature on the Mg content in *L. fœcundum*, alternatively the algal-Mg to SST transfer functions developed for other taxa are not applicable to *L. fœcundum* or the satellite data does not accurately capture bottom temperatures that bath the coralline algae. Significant correlation of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{alga}}$ between the two specimens supports an external environmental driver of alga skeletal $\delta^{18}\text{O}$. This driver is likely a complex combination of Beaufort Sea seawater $\delta^{18}\text{O}$ composition and temperature combined with Sag River freshwater $\delta^{18}\text{O}$ composition and temperature during high flow periods. Average $\delta^{13}\text{C}$ composition differed between then two specimens and over time. Documented changes in the source carbon to the region (e.g., $\delta^{13}\text{C}$ -Suess effect) would cause a decline in skeletal $\delta^{13}\text{C}$ values not present in the skeleton. As a result of this study, specimens of *L. fœcundum* do not appear to provide a reliable new paleoenvironmental proxy for the Arctic Ocean, although studies of alga species removed from a freshwater influence might prove more useful.

6. Acknowledgements

Mathew Schellekens provided the data for Sag River. Hong Li assisted with the isotope analyses at the Geology Department at University of Toronto. Sophie Padié and Phoebe Chan provided assistance with data interpretation and statistical analyses. Analyses and visualizations of Beaufort Sea SST used in this paper were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC Funding was provided by a Natural Science and Engineering Research Council (Canada) Discovery Grant to JH.

References

- A.C.I.A., 2005. Arctic climate impact assessment. Cambridge Univ Pr.
- Acker, J.G., Leptoukh, G., 2007. Online analysis enhances use of nasa earth science data. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 88, 14–17.
- Adey, W., 1966. The genera *Lithothamnium*, *Leptophytum* (nov. gen.) and *Phymatolithon* in the Gulf of Maine. *Hydrobiologia* 28, 321–370.
- Adey, W., 1970. The effects of light and temperature on growth rates in boreal-subarctic crustose corallines. *Journal of Phycology* 6, 269–276.
- Adey, W., Athanasiadis, A., Lebednik, P., 2001. Re-instatement of leptophytum and its type leptophytum laeve: taxonomy and biogeography of the genera leptophytum and phymatolithon (corallinales, rhodophyta). *European Journal of Phycology* 36, 191–203.
- Adey, W., McKibbin, D., 1970. Studies on the maerl species *Phymatolithon calcareum* (Pallas) nov. comb. and *Lithothamnium coralloides* Crouan in the Ría de Vigo. *Botanica Marina* 13, 100–106.
- Adey, W.H., Halfar, J., Williams, B., 2013. The coralline genus *Clathromorphum* foslie emend. adey: Biological, physiological, and ecological factors controlling carbonate production in an arctic-subarctic climate archive .
- Alkire, M.B., Trefry, J.H., 2006. Transport of spring floodwater from rivers under ice to the alaskan beaufort sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 111.
- Anderson, T., Arthur, M., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *Stable isotopes in sedimentary geology* 10, 1–151.
- Arrigo, K., Pabi, S., van Dijken, G., Maslowski, W., 2010. Air-sea flux of CO₂ in the Arctic Ocean, 1998–2003. *Journal of Geophysical Research* 115, G04024.
- Athanasiadis, A., Adey, W., 2006. The genus *Leptophytum* (Melobesioideae, Corallinales, Rhodophyta) on the Pacific coast of North America. *Phycologia* 45, 71–115.
- Bauch, D., Carstens, J., Wefer, G., Thiede, J., 2000. The imprint of anthropogenic CO₂ in the Arctic Ocean: evidence from planktic $\delta^{13}\text{C}$ data from watercolumn and sediment surfaces. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 47, 1791–1808.
- Bedard, P., Hillaire-Marcel, C., Page, P., 1981. ^{18}O modelling of freshwater inputs in baffin bay and canadian arctic coastal waters .
- Benke, A., Cushing, C., 2005. *Rivers of North America*. Academic Press.
- Butler, P., Wanamaker Jr, A., Scourse, J., Richardson, C., Reynolds, D., 2011. Long-term stability of $\delta^{13}\text{C}$ with respect to biological age in the aragonite shell of mature specimens of the bivalve mollusk *Arctica islandica*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* .
- Chan, P., Halfar, J., Williams, B., Hetzinger, S., Steneck, R., Zack, T., Jacob, D., 2011. Freshening of the Alaska Coastal Current recorded by coralline algal Ba/Ca ratios. *Journal of Geophysical Research* 116, G01032.
- Chave, K., 1954. Aspects of the biogeochemistry of magnesium 1. Calcareous marine organisms. *The Journal of Geology* 62, 266–283.
- Chave, K., Wheeler Jr, B., 1965. Mineralogic changes during growth in the red alga, *Clathromorphum compactum*. *Science* 147, 621.
- Cooper, L., Benner, R., McClelland, J., Peterson, B., Holmes, R., Raymond, P., Hansell, D., Grebmeier, J., Codispoti, L., 2005. Linkages among runoff, dissolved organic carbon, and the stable oxygen isotope composition of seawater and other water mass indicators in the Arctic Ocean .
- Dahlgren, T., Weinberg, J., Halanych, K., 2000. Phylogeography of the ocean quahog (*Arctica islandica*): influences of paleoclimate on genetic diversity and species range. *Marine Biology* 137, 487–495.
- Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E., 1991. *Scope 42: Biogeochemistry of major world rivers*. UK: Wiley .
- Dickens, G., O'Neil, J., Rea, D., Owen, R., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965–971.
- Dickson, R., Rudels, B., Dye, S., Karcher, M., Meincke, J., Yashayaev, I., 2007. Current estimates of freshwater flux through arctic and subarctic seas. *Progress in Oceanography* 73, 210–230.
- Ferguson, J., Henderson, G., Kucera, M., Rickaby, R., 2008. Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 153–166.
- Grottooli, A.G., Eakin, C.M., 2007. A review of modern coral $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{14}\text{C}$ proxy records. *Earth-Science Reviews* 81, 67–91.
- Halfar, J., Adey, W.H., Kronz, A., Hetzinger, S., Edinger, E., Fitzhugh, W.W., 2013. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 19737–19741.

- Halfar, J., Steneck, R., Joachimski, M., Kronz, A., Wanamaker, A., 2008. Coralline red algae as high-resolution climate recorders. *Geology* 36, 463.
- Halfar, J., Zack, T., Kronz, A., Zachos, J., 2000. Growth and high-resolution paleoenvironmental signals of rhodoliths (coralline red algae): A new biogenic archive. *Journal of Geophysical Research* 105, 22107.
- Heimann, M., 2010. How stable is the methane cycle? *Science* 327, 1211.
- Hetzinger, S., Halfar, J., Kronz, A., Steneck, R., Adey, W., Lebednik, P., SCHONE, B., 2009. High-resolution Mg/Ca ratios in a coralline red alga as a proxy for Bering Sea temperature variations from 1902 To 1967. *Palaios* 24, 406.
- Hetzinger, S., Halfar, J., Zack, T., Mecking, J., Kunz, B., Jacob, D., Adey, W., 2013. Coralline algal barium as indicator for 20th century northwestern north atlantic surface ocean freshwater variability. *Scientific reports* 3.
- Jahn, A., Holland, M.M., 2013. Implications of arctic sea ice changes for north atlantic deep convection and the meridional overturning circulation in ccsm4-cmip5 simulations. *Geophysical Research Letters* 40, 1206–1211.
- Jimenez-Lopez, C., Romanek, C.S., Huertas, F.J., Ohmoto, H., Caballero, E., 2004. Oxygen isotope fractionation in synthetic magnesian calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 3367–3377.
- Kamenos, N., Cusack, M., Moore, P., 2008. Coralline algae are global palaeothermometers with bi-weekly resolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 771–779.
- Kamenos, N.A., 2011. North atlantic summers have warmed more than winters since 1353, and the response of marine zooplankton. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, 22442–22447.
- Kamenos, N.A., Hoey, T.B., Nienow, P., Fallick, A.E., Claverie, T., 2012. Reconstructing greenland ice sheet runoff using coralline algae. *Geology* 40, 1095–1098.
- Kaufman, D., Schneider, D., McKay, N., Ammann, C., Bradley, R., Briffa, K., Miller, G., Otto-Bliesner, B., Overpeck, J., Vinther, B., 2009. Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science* 325, 1236.
- Kennett, J., 2003. Methane hydrates in Quaternary climate change: The clathrate gun hypothesis. *Amer Geophysical Union*.
- Kerr, R., 2010. 'Arctic Armageddon' Needs More Science, Less Hype. *Science* 329, 620.
- Kisakurek, B., Eisenhauer, A., Bohm, F., Garbe-Schonberg, D., Erez, J., 2008. Controls on shell Mg/Ca and Sr/Ca in cultured planktonic foraminiferan, *Globigerinoides ruber* (white). *Earth and Planetary Science Letters* 273, 260–269.
- Kvenvolden, K., Lilley, M., Lorenson, T., Barnes, P., McLaughlin, E., 1993. The Beaufort Sea continental shelf as a seasonal source of atmospheric methane. *Geophysical Research Letters* 20, 2459–2462.
- Lea, D., 2003. Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures. *The Oceans and Marine Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, 365–390.
- Lorrain, A., Paulet, Y., Chauvaud, L., Dunbar, R., Mucciarone, D., Fontugne, M., 2004. $\delta^{13}\text{C}$ variation in scallop shells: Increasing metabolic carbon contribution with body size? 1. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 3509–3519.
- Moberly Jr, R., 1968. Composition of Magnesian Calcites of Algae and Pelecypods by Electron Microprobe ANALYSIS1. *Sedimentology* 11, 61–82.
- Nozaki, Y., Rye, D., Turekian, K., Dodge, R., 1978. A 200 year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral. *Geophysical Research Letters* 5, 825–828.
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., Finney, B., Gajewski, K., Jacoby, G., Jennings, A., et al., 1997. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science* 278, 1251.
- Pabi, S., van Dijken, G., Arrigo, K., 2008. Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006. *Journal of Geophysical Research* 113, C08005.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Analyseries 1.0: a Macintosh software for the analysis of geographical time-series. *Eos* 77, 379.
- Paull, C., Brewer, P., Ussler, W., Peltzer, E., Rehder, G., Clague, D., 2003. An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo-Marine Letters* 22, 198–203.
- Perovich, D., Light, B., Eicken, H., Jones, K., Runciman, K., Nghiem, S., 2007. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophys. Res. Lett* 34, L19505.
- Pickart, R.S., Schulze, L.M., Moore, G., Charette, M.A., Arrigo, K.R., van Dijken, G., Danielson, S.L., 2013. Long-term trends of upwelling and impacts on primary productivity in the alaskan beaufort sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 79, 106–121.
- Rachold, V., Bolshiyarov, D., Grigoriev, M., Hubberten, H., Junker, R., Kunitsky, V., Merker, F., Overduin, P., Schneider, W., 2007. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 88, 139.
- Rennermalm, A.K., Wood, E.F., Weaver, A.J., Eby, M., Déry, S.J., 2007. Relative sensitivity of the atlantic meridional overturning circulation to river discharge into hudson bay and the arctic ocean. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* (2005–2012) 112.
- Rosenheim, B.E., Swart, P.K., Thorrold, S.R., Willenz, P., Berry, L., Latkoczy, C., 2004. High-resolution sr/ca records in sclerosponges calibrated to temperature *in situ*. *Geology* 32, 145–148.
- Schmidt, G., Bigg, G., Rohling, E., 1999. Global seawater oxygen-18 database.
- Schöne, B.R., 2013. *Arctica islandica* (bivalvia): A unique paleoenvironmental archive of the northern north atlantic ocean. *Global and Planetary Change* 111, 199–225.
- Shakhova, N., Semiletov, I., 2007. Methane release and coastal environment in the East Siberian Arctic shelf. *Journal of Marine Systems* 66, 227–243.
- Shakhova, N., Semiletov, I., Salyuk, A., Yusupov, V., Kosmach, D., Gustafsson, O., 2010. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf. *Science* 327, 1246.
- Steffensen, J., Andersen, K., Bigler, M., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S., Jouzel, J., et al., 2008. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science* 321, 680.
- Suess, H., 1953. Natural radiocarbon and the rate of exchange of carbon dioxide between the atmosphere and the sea. *Nuclear Processes in Geologic Settings*, 52–56.
- Swart, P., Greer, L., Rosenheim, B., Moses, C., Waite, A., Winter, A., Dodge, R., Helmle, K., 2010. The ^{13}C Suess effect in scleractinian corals mirror changes in the anthropogenic CO_2 inventory of the surface oceans. *Geophysical Research Letters* 37, L05604.
- Tremblay, J.É., Bélanger, S., Barber, D., Asplin, M., Martin, J., Darnis, G., Fortier, L., Gratton, Y., Link, H., Archambault, P., et al., 2011. Climate forcing multiplies biological productivity in the coastal arctic ocean. *Geophysical Research Letters* 38.
- Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562–581.
- Wanamaker Jr, A., Hetzinger, S., Halfar, J., 2011. Reconstructing mid-to high-latitude marine climate and ocean variability using bivalves, coralline algae, and marine sediment cores from the northern hemisphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Williams, B., Halfar, J., DeLong, K., Hetzinger, S., Steneck, R., Jacob, D., 2014. Multi-specimen and multi-site calibration of aleutian coralline algal mg/ca to sea surface temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

Williams, B., Halfar, J., Steneck, R., Wortmann, U., Hetzinger, S., Adey, W., Lebednik, P., Joachimski, M., 2011. Twentieth century $\delta^{13}\text{C}$ variability in surface water dissolved inorganic carbon recorded by coralline algae in the northern North Pacific Ocean and the Bering Sea. *Biogeosciences Discussions* 7, 5801–5828.

Supplementary data

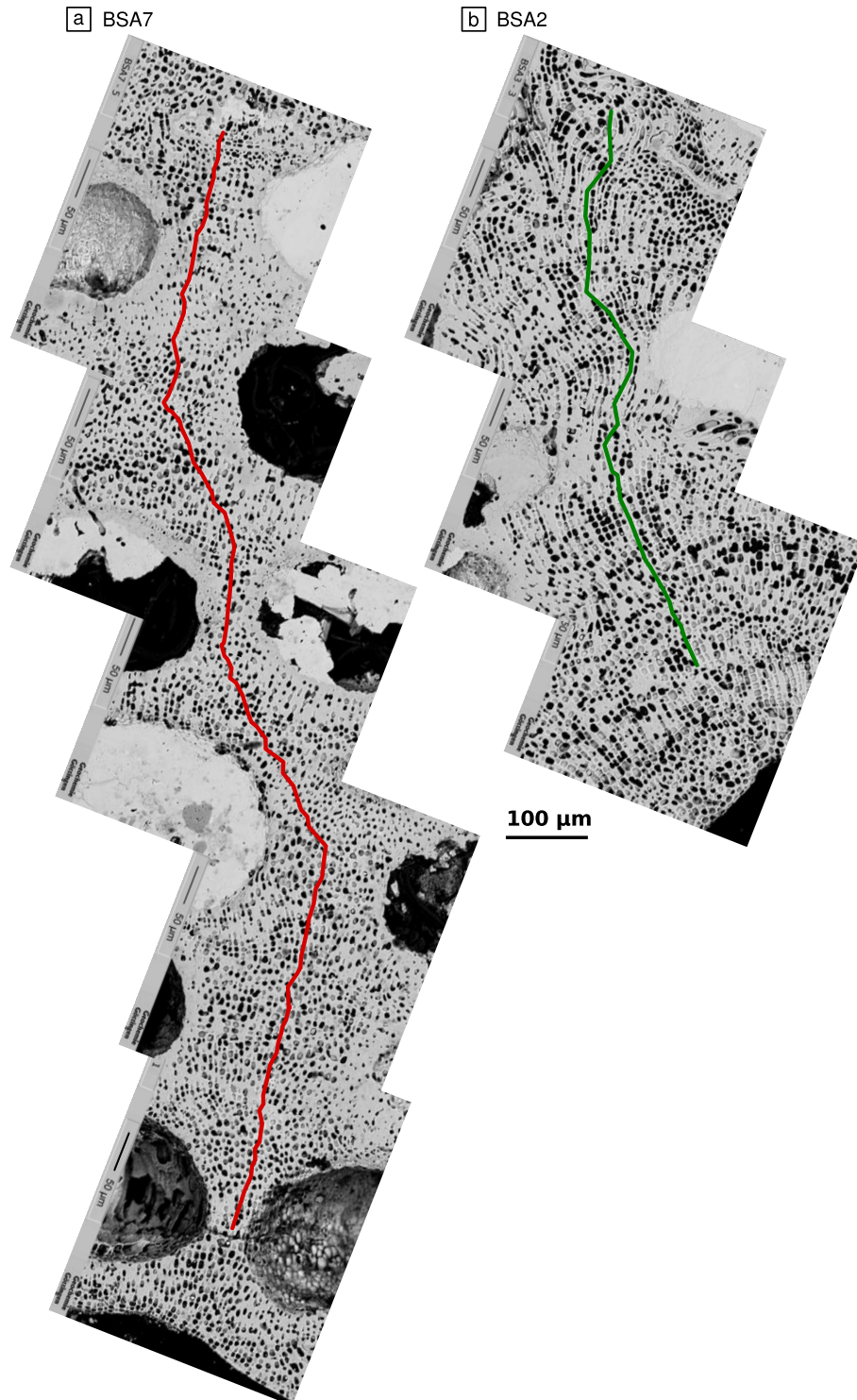


Figure 7: Backscattered electron images (BSE) of the sample surface of BSA7 (a.) and BSA3 (b.). Lines indicate the position of microprobe measurements.

TABLE DES FIGURES

TABLE DES FIGURES

0.1	Le climat asiatique actuel	1
0.2	La sclérochronologie, ou l'art de compter les années à travers les coquilles	3
1.1	Carte et profil topographiques simplifiés de l'Asie	8
1.2	Cartes topographiques de la zone d'étude en Asie centrale. Carte administrative et carte montrant les principaux accidents tectoniques (chevauchements, failles) ainsi que les grands ensembles (terranes, plateaux, bassins, chaînes de montagnes etc.)	9
1.3	Principales accrétions tectoniques en Asie au cours du Phanérozoïque.	12
1.4	Migration et accrétion des microcontinents du Gondwana au cours du Phanérozoïque.	13
1.5	Coupe schématique de l'Himalaya.	15
1.6	Évolution et croissance du plateau tibétain au cours des temps géologiques.	16
1.7	Évolution de la paléogéographie de l'Asie au cours du Cénozoïque.	19
1.8	Paléogéographie et datation des incursions marines en Asie Centrale au cours de l'Éocène.	20
1.9	Affleurement des sections d'Aertashi au sud-ouest et de la Mine à l'ouest du bassin du Tarim.	23
1.10	Description lithostratigraphique des différentes formations en Asie Centrale entre le Crétacé supérieur et le Miocène	24
1.11	Lithostratigraphie des sections chinoises étudiées.	25
1.12	Lithostratigraphie des sections kirghizes étudiées.	26
1.13	Lithostratigraphie des sections tadjikes étudiées.	27
2.1	Évolution du climat global au cours du Cénozoïque.	30
2.2	La mousson asiatique : principes et définitions.	31
2.3	Représentation de l'extension maximale des masses d'air contrôlant les zones climatiques et les régimes de précipitations en Asie. Causes et conséquences sur le $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations saisonnières.	33
2.4	Évolution de la position de la zone de convergence intertropicale et du système Himalaya-Tibet au cours de la fin du Cénozoïque. Conséquence sur le régime de mousson.	35

2.5	Compilation de données palynologiques, géochimiques, pétrologiques, fossilifères et sédimentologiques permettant de déterminer les environnements chinois au cours du Cénozoïque.	37
3.1	Systématique des huîtres.	40
3.2	Anatomie simplifiée d'une huître actuelle de genre <i>Crassostrea</i>	45
3.3	Les différentes parties de la coquille et de l'aire ligamentaire observées sur la valve gauche de l'espèce <i>Sokolowia buhsii</i>	46
3.4	Type de morphologies de crochets développés sur la valve gauche des huîtres.	47
3.5	Les principaux types de microstructures développés chez l'huître <i>Neopycnodonte zibrowii</i> sp. observée en microscopie électronique à balayage.	48
3.6	Modèle schématique de la calcification des coquilles de bivalves représentant les compartiments et flux ioniques.	51
3.7	Principe des fractionnements isotopiques de l'oxygène au cours du cycle de l'eau.	53
3.8	Représentation schématique des principales sources et flux de carbone incorporé dans la coquille de l'huître.	54
3.9	Covariation entre signatures isotopiques en oxygène et en carbone de coquilles d'huîtres modernes et fossiles.	56
3.10	Comparaison des calibrations Mg/Ca - température de la solution parente établies sur les zones calcitiques de coquilles de bivalves.	57
4.1	Modèles de profil de dépôt en phase transgressive ou régressive dans l'ouest du bassin du Tarim.	63
4.2	Environnements de dépôts et faciès sédimentaires.	64
4.3	Environnements à huîtres.	65
4.4	Log sédimentologique de la section d'Aertashi.	70
4.5	Log sédimentologique de la section de la Mine.	71
4.6	Cadre stratigraphique des communautés de bivalves paléogènes à l'ouest du Bassin du Tarim.	72
4.7	Description des communautés à bivalves du Paléocène inférieur à l'Éocène inférieur dans l'ouest du bassin du Tarim.	74
4.8	Description des communautés à bivalves de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen dans l'ouest du bassin du Tarim.	75
4.9	Description des communautés à bivalves de l'Éocène supérieur dans l'ouest du bassin du Tarim.	76
4.10	Comparaison de la position des communautés à huîtres	77
4.11	Environnements côtiers de milieux arides à semi-arides.	79
4.12	Évolution de la composition isotopique des carbonates continentaux vers la transition Éocène-Oligocène.	81

4.13	Compositions isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches carbonatées des section d'Aertashi (AT) et de la Mine (MS) dans le bassin du Tarim.	82
4.14	Compositions isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des roches carbonatées des section d'Aertashi et de la Mine (bassin du Tarim) à travers le Paléogène et le Néogène.	84
5.1	Modern geographical map of Eurasian continent and general topographic and tectonic map of the Tarim Basin and surrounding area.	95
5.2	Sea level fluctuation in Tarim Basin from Late Cretaceous to Miocene and lithostratigraphy of Aertashi section.	98
5.3	<i>S. buhsii</i> environment.	99
5.4	Shell of the left valve from AT04 specimen showing analyses : natural light, cathodoluminescence assemblages, transects followed by the laser during the ICP-MS acquisition, after the micromilling for stable isotopes analysis.	101
5.5	Trace elements ratio and isotopes results.	105
5.6	Chronology establishment.	106
5.7	Temperatures derived from Mg/Ca ratio and isotopes.	109
5.8	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ and salinity in subtidal environment of the Proto-Paratethys.	111
6.1	Topographic maps showing main tectonic features in Asia and sampling area across Central Asia in Kyrgyzstan, Tajikistan and China.	121
6.2	Radial sections and cathodoluminescence assemblage of oyster ligamental areas showing light and dark alternation corresponding to living growth years.	123
6.3	$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotopes evolution through oyster shells.	127
6.4	Mg/Ca composition across the ligamental area of oyster shells.	128
6.5	Geochemical data for the specimen KZ12-O03.	129
6.6	Geochemical data (stable isotopes and Mg/Ca ratio) summary from the all the oyster's set analysed in this study.	132
6.7	Infra-annual temperatures for the specimen AT13-O20 estimated using various Mg/Ca calibrations established on different species of calcitic bivalves, or using $\delta^{18}\text{O}$ calibration of Anderson and Arthur (1983)	134
6.8	Estimated temperature using Mg/Ca ratio with the calibration of Mouchi et al. (2013) compared to temperatures derived using $\delta^{18}\text{O}$ with the calibration of Anderson and Arthur (1983) and with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$	135
7.1	Modern and Eocene topographic map of the study area.	145
7.2	Monthly oceanic and atmospheric data from Eocene model and modern data.	147
7.3	Geochemical data from six oyster shells.	148
7.4	Comparison between proxy data from incremental geochemistry on oyster shell and HadCM3 climatic model.	150

9.1	Prédiction numérique des précipitations et températures atmosphériques à l'Éocène et dans l'actuel (temps préindustriel) grâce au modèle HadCM3.	161
A.1	Variation du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères planctoniques (<i>Acarinina praepentacamerata</i> et <i>Subbotina</i>) et benthiques à la fin du Paléocène.	189
A.2	Évolution de la faune vertébrée lors de la transition Paléocène-Éocène.	191
A.3	Différents effets possibles (température vs pression) à l'origine d'une déstabilisation d'hydrates de méthane.	193
A.4	Diagrammes de phase de la réaction $\text{hydrates}_{(s)} \rightarrow \text{CH}_4_{(g)} + \text{H}_2\text{O}_{(l)}$	194
A.5	Évolution au cours du temps du $\delta^{13}\text{C}$ et de la teneur en CaCO_3 dans les sédiments de 6 carottes ODP (1262, 1263, 690, 865, 525, 527).	195
A.6	Circulation océanique profonde d'après les données isotopiques du carbone de 14 sites à travers quatre bassins océaniques.	196
A.7	Caractéristiques orbitales des événements hyperthermiques du Paléogène.	198
C.1	Pictures of Chinese Oysters.	206
C.2	Pictures of Chinese Oysters.	207
C.3	Pictures of Tadjik and Kyrgyz Oysters.	208
C.4	Radial sections of oyster shells showing light and dark alternation corresponding to the years of the living growth.	209
C.5	Radial sections of oyster shells showing light and dark alternation corresponding to the years of the living growth.	210
C.6	CL microscopy of Chinese oysters from the Mine Section.	211
C.7	CL microscopy of Chinese oysters from Aertashi, Keyliand and Yarkand Sections.	212
C.8	CL microscopy of Chinese, Tajik and Kyrgyz oysters.	213
C.9	Mg/Ca composition across oyster shell ligamental areas of Central Asian Eocene oyster shells : Reliable signals	216
C.10	Mg/Ca composition across ligamental area of Central Asian Eocene oyster shells : Partly Reliable signals	217
C.11	Mg/Ca composition across ligamental area of Central Asian Eocene oyster shells : Unreliable signals	218
C.12	Estimated temperature using Mg/Ca ratio and MOUCHI et al. (2013) calibration, or using $\delta^{18}\text{O}$ and ANDERSON et ARTHUR (1983) calibration with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ deduced using the Mg-temperature and $\delta^{18}\text{O}_c$ of the shell and following the method established by BOUGEOIS et al. (2014).	219
C.13	Estimated temperature using Mg/Ca ratio and MOUCHI et al. (2013) calibration, or using $\delta^{18}\text{O}$ and ANDERSON et ARTHUR (1983) calibration with a constant $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ deduced using the Mg-temperature and $\delta^{18}\text{O}_c$ of the shell and following the method established by BOUGEOIS et al. (2014).	220

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

5.1	Regional relationships between the stable isotopic composition of the seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) and the salinity established in different areas.	112
6.1	Comparison of Mg/Ca–seawater temperature relationships for calcitic bivalves.	119
6.2	Environment of the studied species. Age, living sediment and associated fauna.	122
6.3	Summary of the experiments done for the 43 oyster slabs.	125
B.1	Composition isotopique en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des sédiments carbonatés des sections d’Aertashi et de la Mine.	203
C.1	Analytical data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Mg/Ca) for the specimens analysed.	214
C.2	Estimation of temperature from Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ data.	215
D.1	Geochemical results.	221
D.2	Model results and modern climate parameter in Kashgar and Hotan (Xinjiang, China).	222
D.3	Regional relationships between the stable isotopic composition of the seawater ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) and the salinity established in different modern areas used in this study.	222

RÉSUMÉ

Le climat asiatique est aujourd'hui caractérisé par une forte dualité entre un climat de moussons au Sud-Est et un climat aride en Asie centrale. Ces climats sont tous les deux définis par une saisonnalité marquée, que ce soit en terme de précipitations pour le premier ou de températures pour le second. Si l'intensification des moussons asiatiques au Néogène, liée à l'influence du soulèvement final du plateau tibétain sur les climats asiatiques, semble faire consensus dans la communauté scientifique, la caractérisation des climats paléogènes est encore peu établie. Ainsi la question de savoir quand cette dualité climatique s'est installée en Asie reste encore ouverte. Au Paléogène, les reliefs liés à la collision entre les plaques indienne et eurasiatique étaient encore naissant et la distribution entre les terres et les mers très différente de l'actuelle. Notamment, une vaste mer épicontinentale et peu profonde (la Proto-Paratethys) s'étendait à travers l'Europe et l'Asie Centrale. À la fin du Paléogène, la Proto-Paratethys se retire de l'Asie Centrale, et les hautes topographies asiatiques se mettent en place. Dans ce contexte géodynamique, cette thèse cherche à caractériser les fluctuations à haute fréquence du climat en Asie Centrale afin de comprendre l'évolution de la saisonnalité au cours du Paléogène, et plus précisément pendant la période de l'Éocène (-55 à -34 Ma). Pour cela une approche originale utilisant une méthode géochimique multi-proxy sur des coquilles d'huîtres a été établie. Grâce à l'apport de l'analyse incrémentielle de marqueurs élémentaires et isotopiques sur les coquilles nous accédons aux variations saisonnières de la température et de la salinité de l'eau de mer. Ceci nous permet de mieux cerner les bilans hydriques et thermiques à l'échelle de l'année et ainsi de caractériser le climat d'Asie Centrale à très haute résolution. Combinant cette approche géochimique avec une étude sédimentologique et une étude numérique à plus grande échelle, cette thèse cherche à mieux établir les causes de l'évolution du climat régional au cours du Paléogène.

Mots clés : relations tectonique/climat, collision Inde-Asie, sclérochronologie, géochimie, Ostréidés, saisonnalité, moussons asiatiques, Paléogène

ABSTRACT

The modern Asian climate is mainly characterized by a monsoonal duality between humid summers in southern and eastern Asia and arid winters in Central Asia resulting in a strong seasonality in terms of precipitation and temperature in these respective regions. Although Neogene monsoonal intensification - mainly attributed to Tibetan plateau uplift - is well established, Paleogene Asian climate is still poorly understood such that the question of how and when this climate duality was established remains open. During Paleogene times, paleoreliefs due to the ongoing Indo-Asia collision and the land-sea distribution were very different compared to modern. Notably, a shallow epicontinental sea (the Proto-Paratethys) covered part of Europe and Central Asia. During the Eocene (-55 to -34 Ma), the Proto-Paratethys retreated westward while high Asian topographies formed. In this peculiar context, this PhD thesis aims to characterize the evolution of high-frequency climatic fluctuations in Central Asia in order to better constrain the seasonality changes associated with sea retreat, topographic uplift or nascent monsoons. We develop a novel approach using a geochemical multi-proxy methodology on oyster shells. Thanks to incremental analyses of elements and isotopes on bivalve shells, we estimate seasonal variations of temperature and salinity in seawater at high resolution. This enables to constrain precisely the annual-scale water and thermal balances and, by applying this technique to successive oyster bearing deposits widely distributed over Central Asia, aims to characterize Central Asian climate evolution. Combining this geochemical approach with a sedimentological and a numerical studies at larger time- and geographic- scale, this PhD thesis is aiming at better understanding the causes of the Eocene regional climate evolution.

KEYWORDS: tectonic/climate relationships, Indo-Asia collision, sclerochronology, geochemistry, Ostreidae, seasonality, Asian monsoons, Paleogene